

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

**DEPARTAMENTO DE ANÁLISIS GEOGRÁFICO REGIONAL Y
GEOGRAFÍA FÍSICA**



TESIS DOCTORAL

La Paramera de Sigüenza: Estudio geomorfológico

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Antonio Vázquez Hoehne

DIRIGIDA POR

Julio Muñoz Jiménez

Madrid, 2002

ISBN: 978-84-8466-147-4

© Antonio Vázquez Hoehne, 1994

ANTONIO VÁZQUEZ HOEHNE

**LA PARAMERA DE SIGÜENZA:
ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO**



**Tesis Doctoral
Facultad de Geografía e Historia
Universidad Complutense de Madrid
Madrid 1994**

AGRADECIMIENTOS ESPECIALES: a Ana, mi mujer, por la ayuda y compañía en las excursiones organizadas a la Paramera de Sigüenza y también a sus padres, con los que realicé tantos recorridos; a mi director de tesis, Julio Muñoz Jiménez por la profunda y esmerada revisión de los trabajos y por haber condescendido con un ritmo desigual y un estilo peculiar de realización; a Antonio Guerra Zaballos de la Universidad Complutense de Madrid, por las visitas conjuntas y las discusiones abiertas y fecundas; a los profesores de la E.U.I.T de Topografía, José Martín López por el suministro de cartografía y a M. Ángeles Conde Mangana por haberme sustituido en la docencia cuando parecía que la tesis iba a finalizarse; a Álvaro Miranda por sus consejos tipográficos. Finalmente el agradecimiento a mis padres, a Francisco Vázquez Maure, que me legó el gusto por lo geomorfológico, lo geográfico y lo cartográfico.

GEOMORFOLOGÍA DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

ÍNDICE RESUMIDO

0. Introducción.

1. Morfografía.

- 1.1. Planteamientos previos.
- 1.2. Definición morfográfica del área de estudio.
- 1.3. Estructuración morfográfica de la Paramera de Sigüenza.

2. Morfotectónica.

- 2.1. Planteamientos previos.
- 2.2. Fundamentos tectónicos del Sistema Central.
- 2.3. Fundamentos tectónicos del Sistema Ibérico.
- 2.4. Fundamentos tectónicos de la Paramera de Sigüenza.
- 2.5. Unidades morfotectónicas de la Paramera de Sigüenza.

3. Morfolitología.

- 3.1. Concepto de ámbito morfolitológico.
- 3.2. Ámbitos morfolitológicos de la Paramera de Sigüenza.

4. Morfodinámica.

- 4.0. Introducción.
- 4.1. La impronta de la morfodinámica finimiocena.
- 4.2. La impronta de la dinámica premiocena.
- 4.3. La impronta de la dinámica pliocena.
- 4.4. La impronta de la morfodinámica cuaternaria.
- 4.5. La impronta de los procesos actuales.

5. Unidades geomorfológicas.

- 5.1. Planteamientos previos.
- 5.2. Unidades geomorfológicas de la Paramera de Sigüenza.

6. Bibliografía.

Índice completo.

0.INTRODUCCIÓN

0.1. LOCALIZACIÓN Y PRESENTACIÓN DEL TERRITORIO

La Paramera de Sigüenza es un territorio relativamente fácil de localizar al constituir el área de enlace de dos importantes sistemas montañosos. Constituye a la vez el extremo NE del Sistema Central y la terminación NW de la rama occidental de la Cordillera Ibérica. Esta posición sobre dos franjas orogénicas que interfieren oblicuamente le confiere a la Paramera de Sigüenza un contorno general de romboide, casi rectangular. El espacio así definido presenta unas dimensiones máximas de unos 80 Km. en dirección W-E y de unos 50 Km. en dirección N-S. (Fig.1 y 2).

Tanto el Sistema Central como el Ibérico-occidental terminan en el área de unión sin sobrepasarla sustancialmente, pues sólo en detalle se aprecia cómo el Sistema Ibérico supera algo los confines del Sistema Central hacia el NW. Esto dota a la Paramera de Sigüenza de un carácter poco definido y ambivalente en cuanto al sistema montañoso en el que cabría encuadrarla.

Este ámbito romboidal de unión aparece limitado en sus bordes no serranos por las depresiones del Tajo y del Duero, está última en su sector oriental, diferenciado habitualmente como Cuenca de Almazán. La Depresión del Tajo ocupa el ángulo menor, interior, mientras que la Depresión del Duero bordea el ángulo exterior, de mayor recorrido, inflexionándose desde la dirección NE a la W-E y finalmente a la dirección NW, plenamente ibérica.

A diferencia de otras áreas serranas, la Paramera de Sigüenza no se levanta bruscamente sobre estas depresiones marginales; todo lo contrario, el tránsito es normalmente suave y a veces orográficamente imperceptible. En esta situación el desnivel mayor se traslada al interior de las cuencas del Tajo y de Almazán y se resuelve en la diferenciación interna tan característica entre campiñas y altiplanos.

Pero el que la diferenciación respecto a los altiplanos de las cuencas no sea nítida, no permite en absoluto considerar a la Paramera de Sigüenza como una prolongación sin más de las cuencas terciarias interpuesta entre el Sistema Ibérico y Central. La Paramera de Sigüenza presenta un carácter serrano, aunque atenuado, con altitudes de más de 1500 m. en la Sierra de Pela y más de 1300 m. en Sierra Ministra. Son, por lo tanto, también las propias variaciones internas del relieve las que explican la compatibilidad de la condición serrana con el hecho señalado de la transición suave hacia las cuencas.

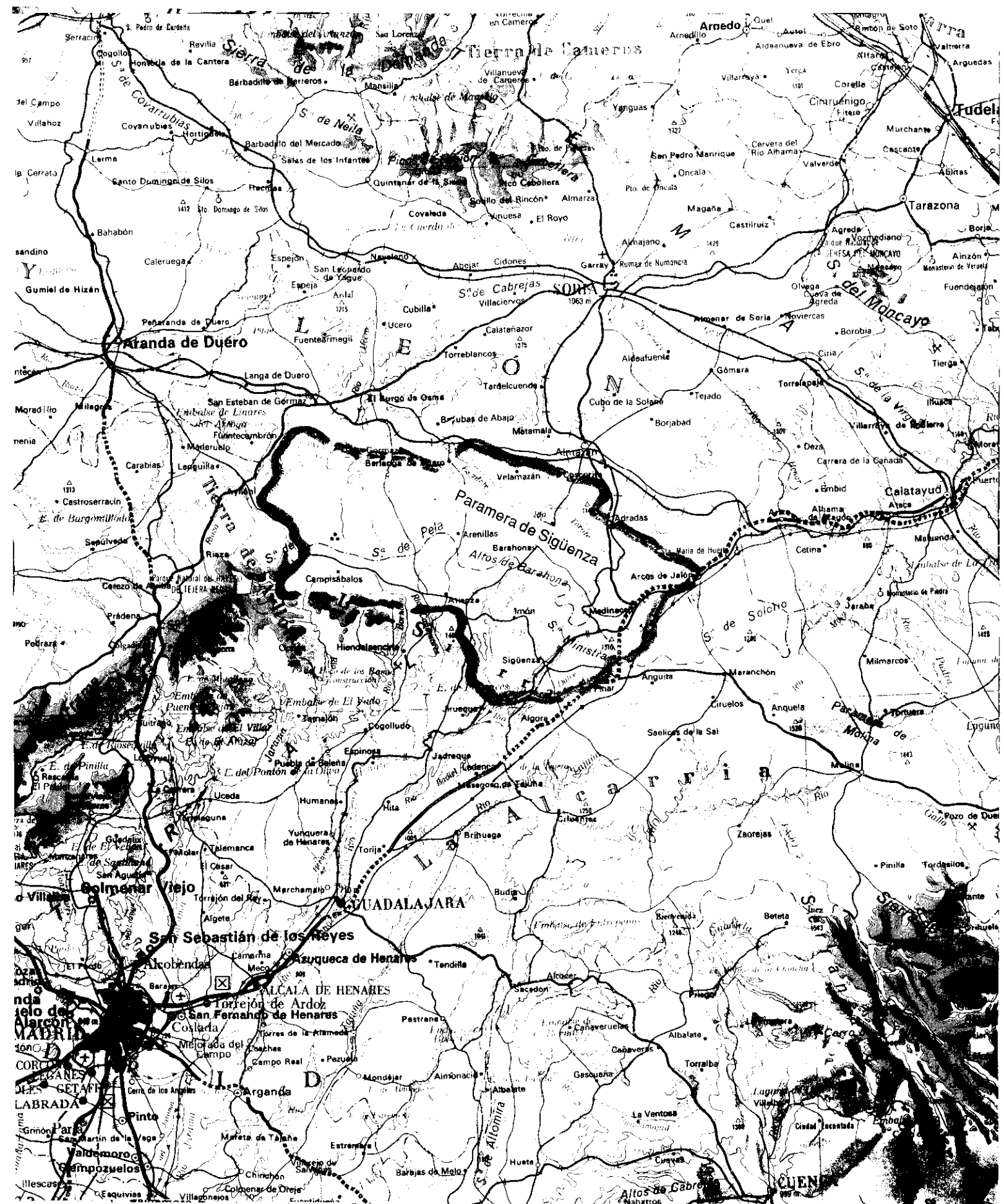
Asimismo esta continuidad morfológica justifica el que los sectores de los altiplanos contiguos de las cuencas neógenas de Almazán y del Tajo se hayan incluido en la Paramera de Sigüenza, formada esencialmente por elementos mesozoicos.

Esto supone en definitiva que la unidad geomorfológica de la Paramera de Sigüenza no coincide con una unidad estructural, ni morfoestructural. Para la definición de esta unidad geomorfológica ha primado la consideración morfológica, en la medida en que se considera que el relieve es el resultado de la totalidad de sus factores morfogenéticos, calibrados justo en la medida en la que cada uno influye. Cuestión sobre la que se insistirá más adelante.

Una importante consideración adicional en la Paramera es su carácter relativamente recortado y movido, lo cual nos aleja del modelo de un "páramo" uniforme, amplio y continuo, para sustituirlo por un término con connotaciones análogas, pero menos precisas, como es el de "paramera".

Otros marcos de referencia espacial, como las cuencas hidrográficas, resultan en definitiva menos significativos a pesar de que al respecto la Paramera de Sigüenza ocupe una posición especial en la divisoria de las tres grandes cuencas

Fig. 1 Marco geográfico de la Paramera de Sigüenza.



del Duero, Tajo y Ebro. Menos relevante aún es la referencia locacional administrativa entre las provincias de Guadalajara, Soria y Segovia.

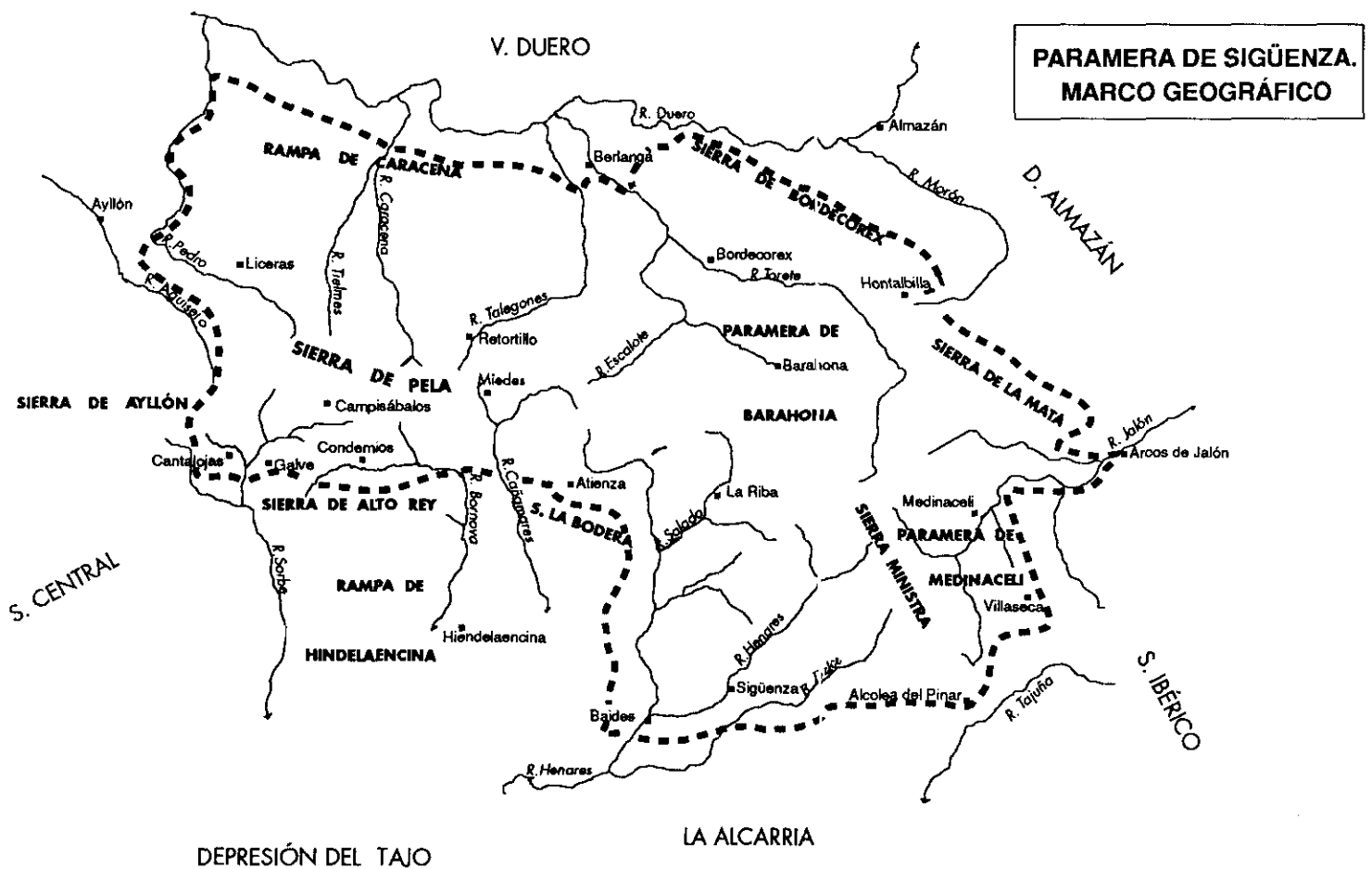


Fig 2. Marco geográfico de la Paramera de Sigüenza: límites y regiones circundantes, relieve, hidrografía y principales núcleos de población.

0.2.OBJETIVOS

La zona estudiada presenta importantes **problemas geomorfológicos**, que han orientado los objetivos del estudio:

- En primer lugar destaca **la consideración morfográfica del terreno**, que se encuentra **muy atrasada**, estancada en obras del siglo pasado. Esto se une a un descuido en el tratamiento de la toponimia del relieve: existe grave peligro de pérdida de nombres y aún peor, de afianzamiento de errores.

- Un segundo gran problema deriva de la localización del territorio en **el entronque de dos conjuntos morfotectónicos**, el Sistema Ibérico y el Central, situados a su vez entre la Cuenca del Tajo y la del Duero-Almazán. La forma cómo se produce esta conexión, en cuanto a direcciones, estilos estructurales y la repercusión que tiene sobre la morfología resulta compleja. Es preciso **buscar las claves de la articulación** y, en este sentido, parece fundamental la estructuración del territorio en bloques tectónicos.

- Por otra parte, resulta problemático el tratamiento y enfoque que se da en muchas obras geomorfológicas al **análisis de la litología**, que consiste en recopilar información estratigráfica, sin que se vislumbre su trascendencia geomorfológica. Parece corresponder más a una necesidad previa de información del autor que a algo que requiera el tema o el lector. De esta insatisfacción nace la idea de los **ambitos morfolitológicos**, que pretenden expresar la caracterización del relieve en relación con el factor litológico.

- Otro gran problema de ésta zona, común a otras muchas regiones del interior peninsular, es **el tema de las superficies de erosión**. El planteamiento de los escalones cíclicos formulado por Schwenzner en 1937, no parece convincente y sin embargo fue repuesto por Gladfelter en 1971. Pero la interpretación alternativa de Birot y Solé tampoco parece satisfactoria, con lo que se crea en definitiva un vacío explicativo. La solución parece ser más compleja, más diferenciada espacialmente y se sitúa en la línea interpretativa de la obra de Asensio Amor y Lázaro Ochaíta referida al borde Sur de la Sierra de Guadarrama.

- **La Impronta de los procesos pliocenos** que siguieron a la situación de aplanamiento finimioceno **se encuentra poco definida** en la Paramera. Existen referencias de una red fluvial pliocena que no encajan en un esquema lógico de evolución. Hace falta concretar el esquema morfodinámico previo a la incisión cuaternaria, sobre todo teniendo en cuenta la especial situación de la Paramera en la divisoria de aguas del Tago, el Duero y el Ebro.

- En cuanto a la eficacia de los procesos actuales, resulta preciso integrar la información para definir un sistema, salpicado de problemas, como el de la **eficacia actual de la glaciación**.

De todas formas, el análisis del relieve resultaría incompleto si se enfocase sólo como la resolución de una serie de problemas generales. El relieve no se puede reducir únicamente, como se ha afirmado en alguna ocasión, a un laboratorio natural de análisis para poder concluir leyes generales. Existe el peligro de que esta línea de investigación ahogue un valor muy importante, **el estudio de la personalidad geomorfológica (y geográfica en el fondo) de los distintos territo-**

rios, de la razón de ser, de las características esenciales y diferenciales respecto a los circundantes, de cómo se encadenan los factores en una jerarquía compleja y precisa para dar como resultado los relieves concretos.

Centrándose en el **aspecto formal**, las publicaciones de Geomorfología parecen enfrentarse con un gran **problema de referencias espaciales**, donde resulta urgente encontrar un medio de expresión adecuado, fácil, que no trabé ni frustre las ilusiones de entendimiento de las personas que las manejan. Hace falta **crear un campo espacial claro**, un soporte espacial- mental, donde cada persona pueda ir situando la información que va asimilando, de tal manera que se vaya creando un cuadro cada vez más coloreado y más intenso de la realidad que está considerando. Así es necesario presentar de una manera muy clara las relaciones entre el texto, los gráficos y la cartografía.

En cuanto al **texto**, para conseguir eficacia se ha procurado un estilo **conciso**; para permitir un acceso rápido a las partes que puedan interesar y dejar constancia de referencias que puedan ser retenidas con más facilidad, los conceptos fundamentales se han escrito en **negritas** y para diferenciar los textos que consideran sólo aspectos de estructuración de los contenidos, se han empleado las **cursivas**, a modo de guía del lector.

Con todo ello no se ha pretendido en absoluto abordar de forma exhaustiva los temas geomorfológicos referidos a la Paramera de Sigüenza. La producción bibliográfica crece de forma extraordinaria y no hay más que contemplar los listados bibliográficos cada vez mayores. En las obras de investigación, entre las que se incluyen las tesis doctorales, es aconsejable **potenciar los aspectos de aporta-**

ción y por el contrario **evitar las reiteraciones** y aún más los extractos, cuando se puede remitir con más provecho a los textos originales.

En esta línea no se encuentran desarrollados en esta obra aspectos referidos, por ejemplo, al marco climatológico o biogeográfico, muy bien sintetizado en la obra de Gladfelter, 1971, sobre el Alto Henares; la estratigrafía detallada de los diversos materiales mesozoicos, que es analizada pormenorizadamente en diferentes obras de Sopeña, 1979, Ramos, 1979, Hernando, Adell Argiles, F., et al, Gabaldón, V., et al. etc.. ; el problema de los ciclos de erosión en el Sistema Central, que es considerado profundamente por Sanz, C., 1988, o el estudio concreto de terrazas y coluviones de la Paramera de Sigüenza, que es el objetivo central de la mencionada obra de Gladfelter, 1971, etc...

Por otra parte, la visión geomorfológica general de la Paramera de Sigüenza, que se pretende realizar, deja la puerta abierta a otros estudios de detalle, que profundicen en el conocimiento de este interesante uniclud de relieve del centro de la Península.

0.3. ESTRUCTURACIÓN DE LA OBRA.

Todas estas cuestiones y problemas se han articulado en un esquema en el cual se ha considerado como **base estructuradora** la propia configuración del relieve, **la morfografía**, fisiografía o "topografía", realizada por ello con mucho cuidado y detenimiento. Se atiende también especialmente a la toponimia del relieve.

Una vez establecidas de esta forma las unidades de relieve se ha pasado a analizar la **Impronta de los diferentes factores morfogenéticos**: la impronta de los esquemas tectónicos, la impronta de las diferentes litologías y la impronta de los sucesivos sistemas morfodinámicos que han sucedido en el tiempo.

- en primer lugar se analiza el **factor tectónico**. La base de análisis está en el relieve y la perspectiva es la tectónica: el resultado son unidades morfotectónicas. Consideramos así sucesivamente el Sistema Central y el Ibérico, la Depresión del Tajo y del Duero-Almazán, la Paramera de Sigüenza en su conjunto y en sus diversas unidades.

- el segundo factor de relieve analizado es la **expresión morfológica de la litología**. Para ello resulta interesante apoyarse en el concepto de ámbito morfológico, que expresa un conjunto de morfologías cuyo fundamento son características litológicas.

- el tercer factor de relieve es el **modelado de los diversos sistemas morfodinámicos** que han ido sucediéndose en el tiempo. Lo analizamos a partir de la impronta sobre el relieve, esto es, a partir de las herencias morfodinámicas. Para una mejor comprensión parece conveniente partir de la situación finimiocena, para luego retroceder hacia el pasado y avanzar hacia el presente.

El análisis de los factores del relieve nos proporciona la información suficiente para abordar la **síntesis de relieve**. Consideramos de forma justificada que la morfografía constituye la expresión más pura de la síntesis del relieve. Eso lleva a diferenciar una serie de unidades geomorfológicas, que coincidirán con las definidas en el apartado de morfografía, aunque ahora estarán cargadas de contenido y explicaciones morfogenéticas.

La comparación de los diferentes relieves se expresará utilizando modelos sintéticos que integren la incidencia de los diferentes factores analizados.

En orden práctico, para no alargar excesivamente el texto, se ha seleccionado sólo el armazón sintético, remitiendo con frecuencia a los análisis específicos de los capítulos correspondientes.

0.4. METODOLOGÍA.

Los métodos empleados han variado según el apartado considerado: morfografía, morfotectónica, morfolitología, morfodinámica o unidades geomorfológicas.

En el apartado de **morfografía** se ha realizado inicialmente un análisis del relieve sobre la minuta del siena del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/50.000. Esto proporciona una información pura y precisa de la conformación del relieve. Sobre estos curvados se han identificado unidades morfográficas con un determinado grado de definición y caracterización, que se han ensamblado en un esquema conjunto organizado. El método presenta un proceder subjetivo, pero los resultados parecen responder mejor a la realidad, y parecen acercarse de una manera más satisfactoria al relieve que los que se obtienen en base a ecuaciones y definiciones numéricas, en las que la objetividad del método se apoya en definitiva en una selección subjetiva del procedimiento y de los parámetros a utilizar.

El grado de "objetividad" conseguido en esta definición de unidades morfográficas está avalado en primer lugar por un sistema crítico y reiterativo de análisis de las curvas de nivel, acompañado de una larga experiencia en la interpretación de curvados.

Además las unidades morfográficas así obtenidas se han confrontado en el terreno, sobre todo con recorridos a pie, que permiten contrastar las deducciones anteriores con la realidad percibida y plantean y exigen una justificación morfográfica de las sensaciones visuales. De extraordinaria ayuda ha sido el empleo del sencillo clinómetro, que ha permitido concretar las pendientes del terreno.

En el apartado **morfotectónico** se ha partido de la cartografía geológica 1/50.000 del IGME, sobre la que se han vertido diferentes informaciones bibliográfi-

cas, con lo que el análisis pormenorizado se ha limitado a sectores escogidos. Se ha obtenido mucho provecho del análisis de las cotas de afloramiento de las superficies de contacto entre estratos concordantes, que han permitido deducir macroformas tectónicas, que no aparecen demasiado claras, ni sobre el relieve ni sobre la fotografía aérea. Parece un método sencillo y muy elocuente, que sin embargo no suele emplearse.

El peso fundamental del análisis ha sido la relación entre los accidentes tectónicos y los morfoestructurales.

En algunos casos especialmente delicados, como el de Sierra Ministra o el de Villanueva, se ha optado por realizar un levantamiento con teodolito proporcionado por la Escuela de Ingeniería Técnica de Topografía de Madrid.

En el apartado de **morfolitología** se han empleado métodos tradicionales muy eficaces, como el análisis de fotografía aérea, de cartografía, de fotografía horizontal convencional y el recorrido sobre el terreno.

En el apartado de **morfodinámica** se plantea en definitiva una interpretación alternativa de la realidad como herencia de modelados morfogenéticos pretéritos. Esto implica en primer lugar un estudio profundo de las explicaciones ya efectuadas y la comprobación sobre el terreno de los casos considerados. Simultáneamente se va perfilando la explicación alternativa, que se revisa reiteradamente en cuanto a su coherencia interna y su ajuste a la realidad expresada en la cartografía y sobre el terreno.

La concurrencia de estudios sedimentológicos sobre materiales cuaternarios, realizados por Gladfelter en la cuenca del Alto Henares, y los que están en curso por A. Guerra para el sector de la cuenca del Duero y por C. Agudo para la del Jalón, han propiciado el que no se realice un análisis morfométrico sistemático, aunque sí

se han recogido observaciones puntuales cuando han sido precisas para apoyar enunciados generales.

Finalmente la consideración de las unidades geomorfológicas es una reelaboración sintética de las consideraciones anteriormente efectuadas, que tiene en la morfografía la base de su definición.

1. MORFOGRAFÍA

1.1. PLANTEAMIENTOS PREVIOS. Resumir os rápidamente los postulados básicos del análisis morfográfico, sólo formal, del relieve.

El análisis morfográfico es clave en la interpretación geomorfológica. Las formas de relieve constituyen el resultado último y actual de la influencia de los diversos factores morfogenéticos. Sin embargo el tratamiento morfográfico ha tenido en ocasiones una **consideración peyorativa y arcaizante**, o en cualquier caso meramente introductoria. Esto puede deberse a que frecuentemente es superficial y poco crítica. Sin embargo, en la perspectiva geomorfológica rigurosa, la panorámica cambia radicalmente, porque la morfografía se convierte en plataforma básica de articulación del relieve y ello supone una considerable labor crítica, selectiva e investigadora.

El tratamiento morfográfico en la Paramera de Sigüenza es una **tarea necesaria y urgente: necesaria**, porque está muy atrasada, de forma que las referencias de morfografía en obras geológicas o arqueológicas se tienen que remontar a Palacios, 1879, lo cual resulta casi vergonzoso y además carecen de una base de definición precisa. Así es posible encontrar artículos con el título: "...en la región comprendida entre los Condemios y Miedes de Atienza" ¹ referencia que podría haber sido sustituida por la de "Depresión de Miedes", si se hubiese contado con una estudio morfográfico de la región. Indudablemente los mapas, y ante todo el M.T.N., constituyen un documento fundamental para el conocimiento del relieve, pero su articulación en un esquema comprensible, jerarquizado y justificado, depende del tiempo y de la capaci-

¹ 1974 VIRGILI, C.; HERNANDO, S. Datación del Trías medio en la región comprendida entre los Condemios y Miedes de Atienza. Seminarios de Estratigrafía. Univ. Madrid, 9: 1-9.

dad de dedicación individual de cada usuario.

Y es **tarea urgente**, ante todo desde el punto de vista toponímico. La despoblación y el desenraizamiento en el medio rural de la Paramera nos indican que, incluso, hemos llegado tarde. Son varias las localidades que han perdido recientemente la población (Corvesín, Yuba, Villaseca) y bastante, las que cuentan con sólo un par de familias y se encuentran en trance de desaparición. El que la población local, al ser preguntada, remita al mapa como autoridad toponímica es un grave indicativo de agotamiento de las fuentes frescas de información.

Siendo el análisis morfográfico una tarea, a la vez básica, necesaria y urgente, se plantean dos objetivos fundamentales: el reconocimiento de las unidades de relieve y su adecuada consideración toponímica.

Para definir las unidades de relieve lo ideal sería un **sistema objetivo**, que a partir de un buen curvado, y mediante unas claves y reglas de asociación, determinase por sí mismo las diferentes unidades de relieve.

Al experimentar con este procedimiento resultaba que, según los parámetros elegidos, se obtenían distintas soluciones. El problema consistía entonces en seleccionar los más adecuados. Y en definitiva, aunque el método en sí resultaba objetivo, no lo era la elección de los presupuestos determinantes. Al fin y al cabo había que confrontarlo con una forma lógica, razonada y juiciosa de concebir el relieve.

La solución parecía encontrarse en ahondar en este tipo de concepción del relieve y tratar de perfilarla lo más posible, buscando las claves de su razón de ser y de su especificidad, de forma que cada unidad de relieve apareciese cada vez mas nítida y definida. Así, el método **subjetivo-evidente** resulta más convincente que el objetivo-numérico.

Esta prioridad está justificada y se apoya en las siguientes razones: los mismos caracteres que son eficaces para diferenciar relieves en un área, no lo son en otros; el método subjetivo rechaza soluciones caprichosas de superficies insuficientes en tamaño o conexión; escoge ya ordenaciones a escala de asimilación humana, con un número limitado de unidades en cada escalón (4 o 5, por ejemplo, pero no 30 o 40), etc...

Sea como fuere, el sistema empleado para conseguir esa "evidencia del relieve" ha consistido en la confrontación de cuatro métodos, los dos primeros son fundamentales para la determinación de las unidades de relieve; los dos últimos para su consideración toponímica:

- **análisis intenso y profundo de un mapa** donde solo figuren curvas de nivel, sin otras referencias que distraigan la nitidez expresiva. Esto desemboca en el reconocimiento de una estructura bastante sólida de unidades de relieve;

- **verificación sobre el terreno** de las unidades consideradas; además **se recogen impresiones visuales** que se justifican y razonan y se insertan en el marco anterior. En estas dos primeras fases las referencias son sólo morfológicas, anónimas y provisionales;

- a continuación se comprueba la **adecuación de los documentos cartográficos y bibliográficos** existentes al esquema establecido, con el fin primordial de realizar una trasposición de los topónimos. Se seleccionan los topónimos relativos al relieve, descartando designaciones relativas a otros parajes que no impliquen referencias orográficas. En algunos casos implicará variar el esquema inicial para reflejar entidades que no se advirtieron, pero el problema es ante todo inverso, faltan designaciones para las entidades de relieve reconocidas, que afectan ante todo a las unidades grandes y pequeñas y en menor medida a las de grado medio;

- para ello se acude al cuarto método, la **búsqueda sobre el terreno**, preguntando a la población local, de las denominaciones de las formas de relieve desco-

nocidas, tarea, en la que resulta también provechoso una confrontación de la toponimia ya disponible por fuente bibliográfica.

En definitiva el planteamiento seguido propone que una **consideración subjetiva**, informada de todos los pareceres emitidos y reincidentemente crítica, puede resultar un **acercamiento más valioso a la realidad morfográfica** del relieve que el que proporcionan los métodos objetivos de estructuración morfográfica que solo aseguran la adecuación de la realidad a los criterios seleccionados, pero no la validez de los propios criterios. Ello en la perspectiva de una realidad muy compleja y en la creencia de que las unidades morfográficas están también influidas por los esquemas y necesidades mentales de compartimentación humana, que los métodos objetivos es difícil que puedan tener en cuenta.

La toponimia del relieve como medio usual de reconocimiento de estas unidades morfográficas aparece como un bagaje, **un tesoro, fundamentalmente popular**, que se va desvelando en las sucesivas publicaciones cartográficas y bibliográficas y que permanece aún en parte inédito. En cada obra se pueden encontrar nuevos vocablos, precisiones espaciales u ortográficas, aunque también cabe el error y el retroceso. Esto en la perspectiva de una toponimia, que muchas veces es cambiante, imprecisa, polivalente o contradictoria. Así, por ejemplo, es frecuente encontrarse con casos en los que "se llama sierra a cualquier grupo de elevaciones". (F. Vázquez Maure) ²

Se podría pensar que la obra cartográfica básica del M.T.N. recogería la práctica totalidad de la toponimia del relieve, sobre la que luego se han hecho solo pequeños retoques adicionales. Pero no es así: faltan importantes denominaciones y así pueden resultar significativo la ausencia del Pico Bordega en el MTN del IGN y del

² 1959. Vázquez Maure, F. Divagaciones sobre toponimia. Mappa, pág.14

SGE (fig. 3 y 4), culminación de la Sierra de Pela y de toda la Paramera.³

Pero no es sólo cuestión de cantidad de información, sino también de calidad. En este sentido resulta **preocupante la sustitución del nombre de las culminaciones** por la denominación de los vértices, frecuentemente invenciones caprichosas de los esforzados topógrafos y geodestas, que ocupados solo en el establecimiento de la red geodésica, demostraron una falta de sensibilidad toponímica grande, que desterró casi definitivamente muchos topónimos auténticos y de larga tradición en el relieve. El problema era difícil, pues la labor de triangulación geodésica es previa al M.T.N. y por supuesto a la recogida de toponimia. Esto se ve agravado por la norma geodésica, por otra parte comprensible, de que los nombres de los vértices geodésicos no pueden cambiarse.

El problema se acrecienta aun más en algunos mapas, donde se ha antepuesto al nombre del vértice la expresión "cerro de...", con lo que la suplantación toponímica resulta ya casi definitiva y difícil de desterrar.⁴

³ Así Solé y Birot se refieren a "cota 1544". Solé, L. y Birot, P., 1954.

⁴ Por ejemplo "Cerro de La Morilla", formado a partir del vértice Morilla, en lugar del expresivo topónimo de La Tablada, al Sur de Medinaceli.

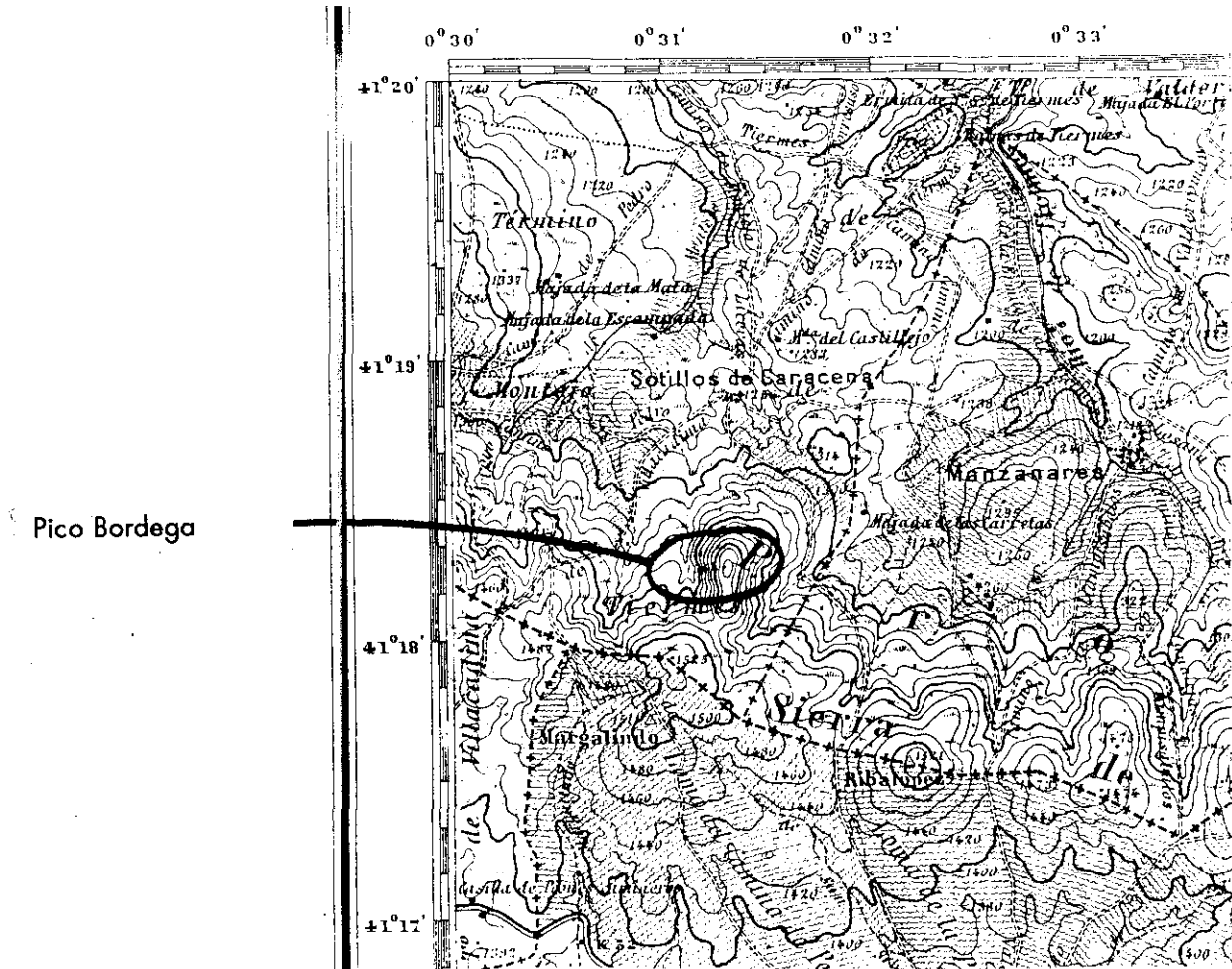


Fig. 3 En la edición del MTN falta el rótulo del Pico Bordega, máxima culminación de la Paramera de Sigüenza

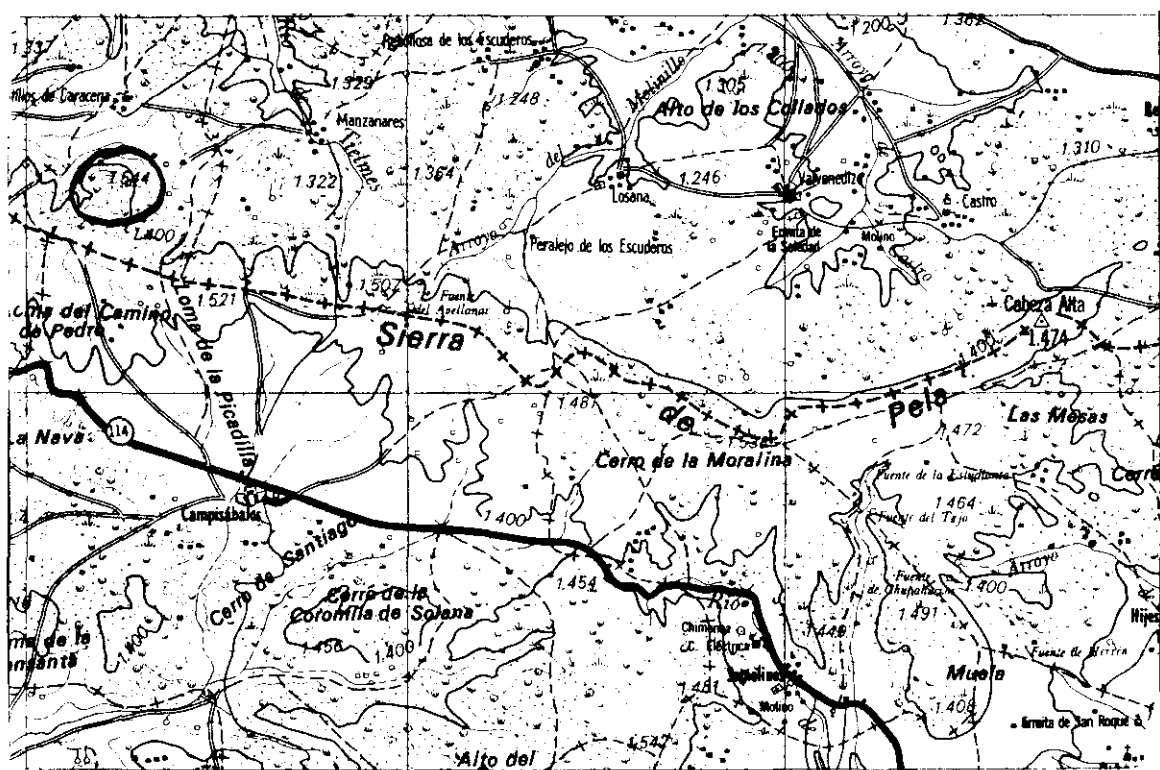


Fig. 4 En el mapa del SGE también falta la referencia a esta culminación.

1.2. DEFINICIÓN MORFOGRÁFICA DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.

De acuerdo con lo anterior, el área considerada en el estudio puede quedar definida por las siguientes características fundamentales:

- la forma general del relieve es **amesetada**, con culminaciones planas o subplanas;
- sin embargo el esquema en planta es movido y **recortado**, sin que se desarrollen superficies de gran envergadura;
- constituye una superficie **elevada respecto a las cuencas** del Tajo, Duero y Jalón, a la vez que una **depresión relativa entre los sistemas** Central e Ibérico.

Esta unidad, definida según un criterio meramente morfológico, es la que adoptamos como unidad de estudio. A falta de denominación concreta, podrá adoptarse el de **Paramera de Sigüenza**, refiriéndose a la forma de relieve dominante y a la localidad geográfica fundamental. (fot. 1).

Orográficamente se encuentra entre el Sistema Central, el Sistema Ibérico, la Depresión del Tajo y la de Almazán. Hidrográficamente está drenada por las cuencas del Duero, del Tajo y del Ebro, quedando también reducidos sectores endorreicos.

Su área de extensión **se superpone en parte a** la de la **Meseta Hespérica**, definida por Schwenzner (1937). Sin embargo, es éste un concepto morfotectónico y, como tal, parte de una estructura tectónica (pliegues sobre materiales mesozoicos) a la que se superpone una morfología aplanada, lo que supone excluir por lo tanto morfologías análogas desarrolladas sobre otras estructuras (por ejemplo, no se incluye la Sierra de La Mata de la cuenca terciaria subhorizontal). Por otra parte la Meseta Hespérica se extiende mucho más al SE, mientras que la Paramera de

Sigüenza queda restringida al área occidental, de relieve más recortado.

La razón del término de Meseta "Hespérica" se debe a que forma parte de la que fue denominada por los geólogos alemanes de los años treinta "Cadena Hespérica", refiriéndose a la rama occidental del Sistema Ibérico, también llamada actualmente "rama castellana". Esto se hace por oposición a la que fue llamada "Ibérica" (en sentido estricto) y que corresponde a la rama oriental o "aragonesa".

Esta precisión terminológica se encuadra dentro de las diferentes denominaciones que han recibido distintas partes del Sistema Ibérico, que pueden sintetizarse de la siguiente forma:

Existe una denominación conjunta para toda la cadena, como "Cordillera o Sistema Ibérico". También fue designada también como Celtibérica (Dereims 1898) y Hespérica (Staub, 1925).

Ninguna de las denominaciones tiene una justificación mayor que las demás, y es sólo la frecuencia en el uso la que consagra su idoneidad. La designación de "ibérica", por referencia primitiva al río Ebro o a los íberos, tiene similar justificación que la de "celtibérica" por referencia a los celtíberos o a la hespérica por alusión de los griegos a nuestra península, "Hesperia".

Entre los sectores septentrional y meridional de la Cadena Ibérica queda configurada una franja intermedia, donde es posible diferenciar tres conjuntos orográficos, occidental, central y oriental separados por las cuencas intermedias, de Almazán al Oeste y de Calatayud al Este (fig. 5).

Sin embargo la diferenciación más frecuente se establece entre sólo dos sectores, occidental y oriental. El límite entre ambos lo fijó Stille, 1927, en la depresión oriental de Calatayud, con lo que el relieve montañoso central queda incluido en el sector occidental (planteamiento **Calatayud- Stille**) mientras que Lotze, 1929, lo situó en la depresión más occidental, de Almazán, con lo que el relieve montañoso

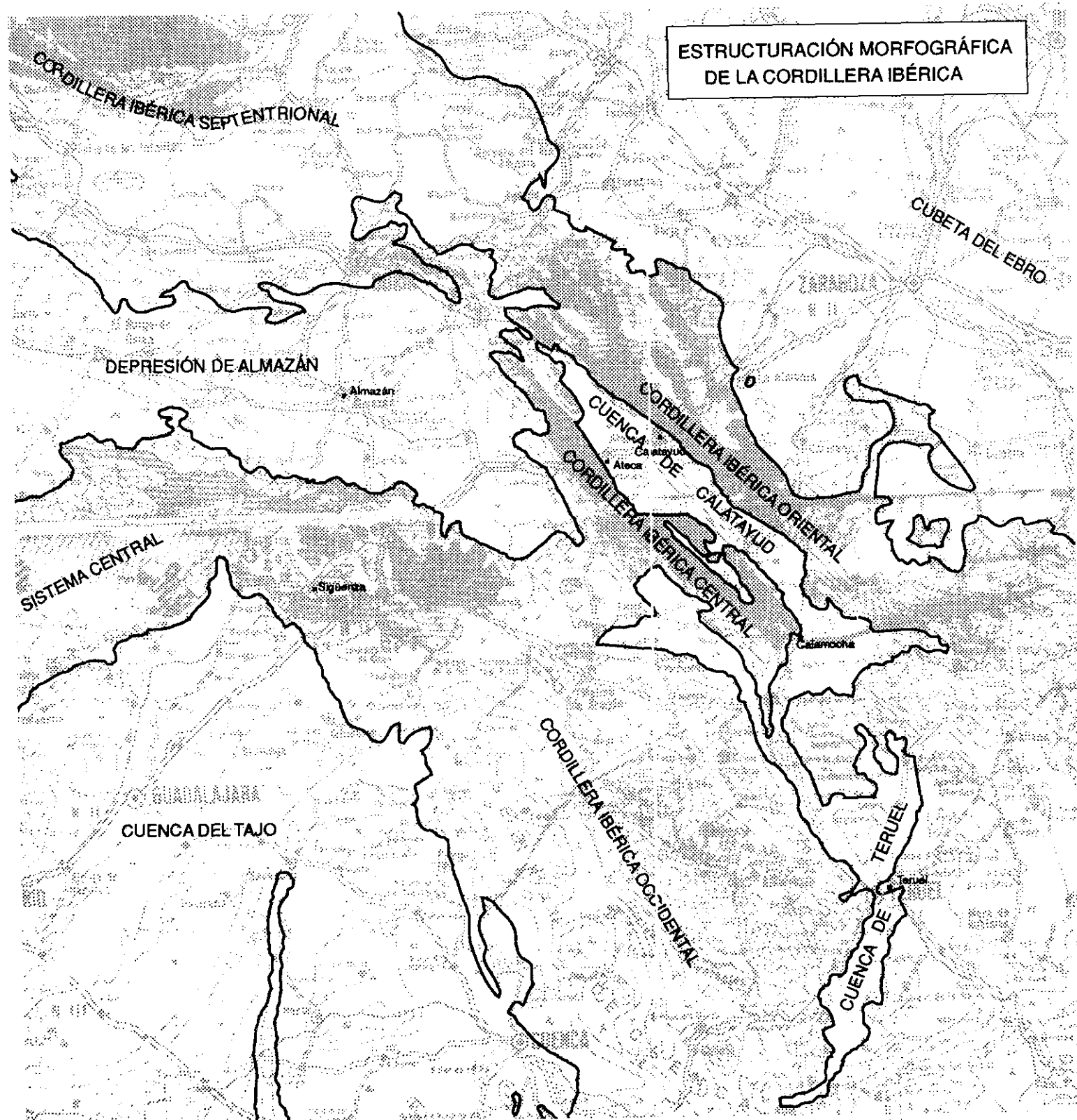


Fig. 5 Las tres ramas centrales de la Cordillera Ibérica en relación a las cuencas de Almazán, Calatayud y Teruel.

central quedaría incluido esta vez en el sector oriental, (planteamiento **Almazán- Lotze**).

Las denominaciones también variaron para los dos sectores: al occidental se le ha llamado “hespérico” tanto por Stille, 1927 como por Lotze, 1929 y “castellano”, Riba, 1959 (que sigue el criterio de límites Calatayud- Stille).

Al oriental se le ha llamado “ibérico”, tanto por Stille como por Lotze, que en este caso diferencia el sector ibérico occidental (eje montañoso central) y el ibérico oriental (eje montañoso oriental); también se le ha llamado “aragonés” por Riba, 1959.

Desde un punto de vista fisiográfico (y también morfoestructural) existen razones para ambos planteamientos por la evidente discontinuidad que suponen las dos depresiones, que sólo parece ser algo mayor en la de Calatayud. Se trata de una cuestión no zanjada, pues así García Gil, 1991, se muestra favorable a la opción Almazán- Lotze. Quizá sea preferible considerar tres sectores, dos mayores, el occidental y el oriental, separados por sendas depresiones de Almazán y Calatayud, de un eje menor, central, el de los Montes de Ateca.

El resumen de denominaciones resulta así:

- Conjunto orográfico: Cadena Ibérica (denominación actual), Celtibérica (geólogos alemanes de los años treinta).
- Cadena occidental, rama castellana o Cadena Hespérica (geólogos alemanes de los años treinta).
- Cadena central, o Montes de Ateca, incluida con la occidental en el planteamiento Calatayud- Stille y en la oriental en el de Almazán- Lotze, al que especifica como sector ibérico occidental.
- Cadena oriental, rama Aragonesa o Cadena Ibérica (geólogos alemanes de los años treinta).

Pues bien, dentro de esa rama occidental, el sector NW es además bajo y amesetado. Por eso Schwenzner lo denominó, juiciosamente, Meseta Hespérica.

Pero la paradoja de las denominaciones ha hecho que el término de Macizo Hespérico se utilice para designar, por el contrario, al conjunto de los materiales paleozoicos y precámbricos del Centro y Oeste peninsular, con que lo el Macizo Hespérico termina por el Este, muy cerca de donde comienza por el Oeste la Meseta Hespérica, fundamentalmente mesozoica. (fig 6).

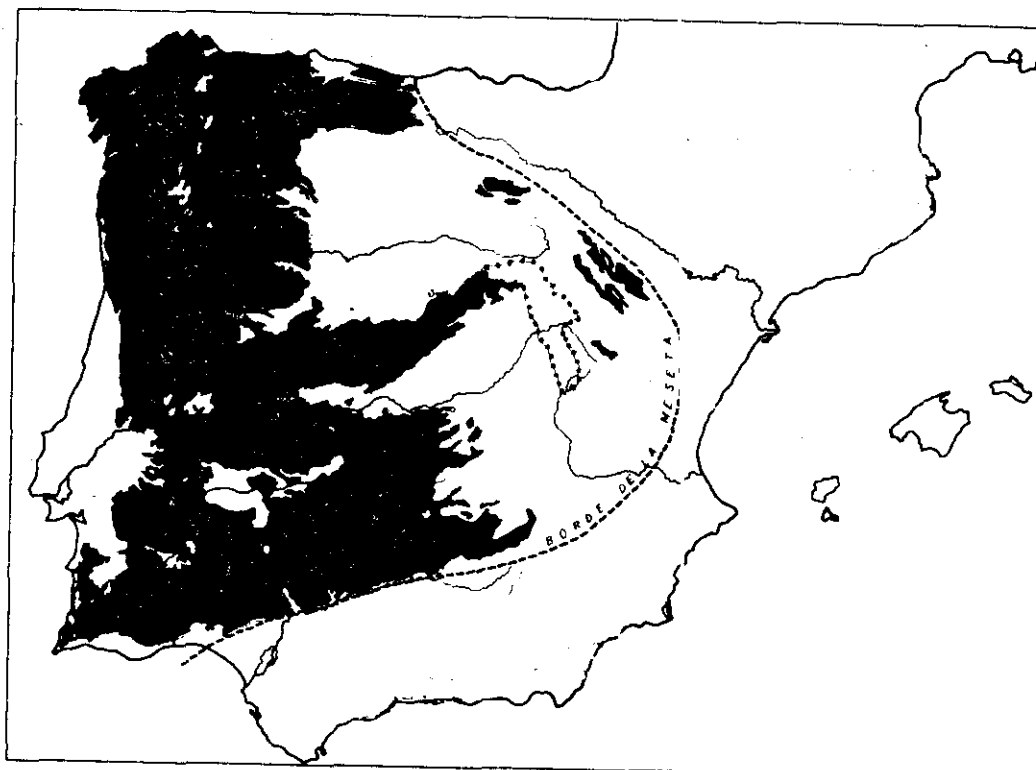


Fig. 6

En negro, Macizo Hespérico.

Trazo a puntos, Meseta Hespérica, según Schwenzner.

Trazo a rayas, Meseta Central Española, según Solé Sabarís.

Macizo Hespérico según la forma habitualmente considerada.

Meseta Hespérica, según Schwenzner.

Meseta Española (límite suroriental) según Solé Sabarís.

Con el término "Hespérico" se designan unidades disjuntas, que no presentan solapamiento y que son en gran medida antagónicas.

1.3. ESTRUCTURACIÓN MORFOGRÁFICA DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.

En la Paramera de Sigüenza se pueden diferenciar claramente por su morfografía dos sectores bien definidos: el occidental y el oriental. (fig. 7)

El sector **occidental** presenta una **alternancia de elevaciones y depresiones, alargadas** y dispuestas **en dirección E-W**. Como elevaciones se levantan la Rampa de Caracena y el Macizo de Pela. Entre ambas se sitúa la Depresión de Tiermes y más al Sur, una nueva depresión, la de Miedes, limita ya con la Sierra de Alto Rey, fuera del ámbito de la Paramera.

Así pues, de Norte a Sur se suceden:

- la **Rampa de Caracena**, que constituye una superficie colgada de descenso gradual hasta la misma vega del Duero. Se trata de una rampa exenta, sin relieve de cabecera;

- la **Depresión de Tiermes**, definida como corredor alargado, compartimentado en tres sectores, occidental, central y oriental;

- el **Macizo de Pela**, que conforma una gran unidad montañosa de culminación aplanada, situado en la prolongación de la Sierra de Ayllón, e integrado por tres sierras: la de Pela (propiamente dicha) la de Bulejo y la de Los Llanos;

- la **Depresión de Miedes**, de nuevo un largo corredor, que se abre y rebaja progresivamente hacia el Este. Está compartimentada también en tres sectores, ocupados por las cabeceras del Sorbe, del Bornova y del Cañamares.

El **sector oriental** se caracteriza por su morfología **más masiva y** diversamente orientada, esto es, **menos alineada** que la occidental, aunque conserva siempre el carácter recortado general de la totalidad de la Paramera.

La morfología predominante es de **culminación aplanada**; sin embargo, en el centro se dispone una **franja quebrada y movida**, el "Cinturón o Corredor Central de Atienza-Sigüenza", que se define, ante todo, por no ser paramera, a diferencia de los terrenos que lo circundan. En sí este cinturón es complejo, pues comprende serrotas, depresiones y áreas de montículos aislados. En cualquier caso, rompe y desmiembra la Paramera, que de esta forma se individualiza en unidades aisladas: al Norte, la Paramera de Barahona; al Este, la Paramera de Medinaceli y Sierra Ministra (que de hecho es otra Paramera) y, cerrando al Sur y al Oeste, la Paramera de Baldes.

En definitiva, dentro de esta Paramera Oriental se diferencia:

- el **Cinturón de Atienza-Sigüenza**, definido como un eje alargado que se ensancha y estrecha a modo de rosario. Constituye un área compleja, quebrada y movida, integrada por serrotas, largos valles y una serie de muelas, colinas y peñones aislados;
- la **Paramera de Barahona**, que es un altiplano (de más de 30 por 20 Km.), masivo y con una altitud entre 1100 y 1250 metros;
- la **Paramera de Medinaceli**, que en planta presenta una característica disposición de espolones recortados, articulados por la cabecera del Jalón;
- **Sierra Ministra**, que constituye un sector de la Paramera, elevado hasta 1300 m., puesto en realce entre las cabeceras del Jalón y del Henares;
- la **Paramera de Baldes**, altiplano hendido por las gargantas de los ríos Salado, Henares y Dulce, que la seccionan y la fragmentan;
- las plataformas situadas en el extremo septentrional, en el límite con la Cuenca de Almazán, designadas en la toponimia local con el nombre de "**sierras**" de **Bordecorex, Hontalbilla y La Mata**.

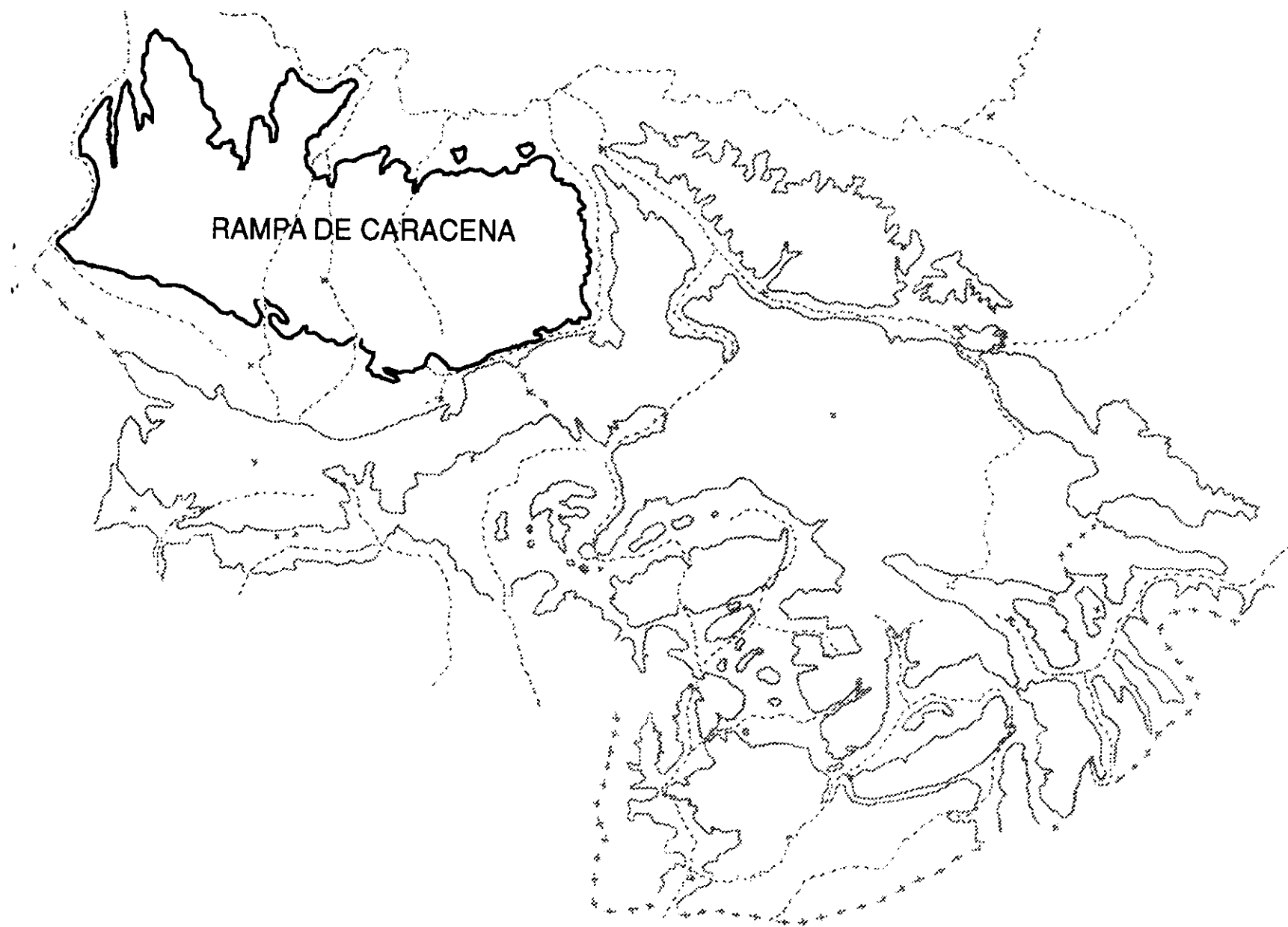
Así definida y estructurada, los límites de la Paramera de Sigüenza se ponen de manifiesto por una serie de caracteres diferenciales respecto a las regiones contiguas: así el borde **Norte** queda configurado por el **carácter serrano** de la Rampa de Caracena y de la Sierra de Bordecorex frente a los valles del Duero y de su afluente el Moros. Esta definición **serrana** continúa siendo el factor fundamental diferenciador respecto a la depresión abierta al **Este** en Arcos de Jalón. Hacia el **SE** resulta adecuado considerar la Paramera de Medinaceli como parte integrante de la Paramera de Sigüenza por su **carácter recortado**, que la diferencia de las Paramera de Maranchón y Molina, mucho más masivas.

Hacia el **Sur** son de nuevo los **caracteres serranos**, de elevación, los que permiten diferenciar la Paramera del valle del Henares Medio, previo a la Alcarria. Hacia el **Oeste** el límite se puede establecer teniendo en cuenta el carácter encrespado y movido que presentan la Sierra de La Bodega, la de Ato Rey y la Sierra de Ayllón, en lugar de **amesetado y romo** de la Paramera.

En conjunto, dentro de la Paramera de Sigüenza, se pueden distinguir las siguientes unidades (de Oeste a Este y de Norte a Sur):

- | | |
|------------------------|--|
| -Sector occidental: | - Rampa de Caracena |
| | - Depresión de Tiermes |
| | - Macizo de Pela |
| | - Depresión de Miedes |
|
- Sector oriental: |
-Sierras planas del Norte (Bordecorex,
Hontalbilla y La Mata) |
| | - Paramera de Barahona |
| | - Corredor de Atienza-Sigüenza |
| | - Sierra Ministra |
| | - Paramera de Medinaceli |
| | - Paramera de Baides |

Planteamos a continuación el análisis morfográfico de cada una de estas unidades.



La Rampa de Caracena en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.1. La Rampa de Caracena.

La consideración como rampa no aparece reflejada en ninguna referencia bibliográfica anterior. Así Schwenzner, 1937, la incluye en la Meseta de Castillejo - Morcuera y T. Ortego, 1980, se refiere a ella como "paramera" indiferenciada del resto.

Sin embargo los datos morfológicos parecen concluyentes: aparece como una superficie que se extiende desde 1350 m. al Sur hasta 850 m. al Norte, junto a las riberas del Duero, con una **pendiente** media de sólo un **2% - 3%**.

Se trata además de una rampa que **no es piedemonte** de ningún relieve, al menos en la actualidad: todo lo contrario, la parte más elevada se levanta como un gran contrafuerte hacia el Sur, 100 -200 m. sobre la Depresión de Tiermes.

La red hidrográfica se acopla fundamentalmente a la pendiente de la rampa. En este sentido destacan las profundas **gargantas** que hienden por completo la superficie, desde su misma cabecera, donde los cursos penetran ya encajados : son las hoces de los ríos Caracena, Tielmes (fig.8) y Arroyo de Fuente Arenaza, (fig.9) que llegan a superar los 200 m. de desnivel.

En ocasiones estos cursos se angostan extraordinariamente, generando hoces y portillos, siendo ejemplar el de La Perera, (fig.9) donde el paso es tan estrecho, que la pavimentación de la modesta carretera de acceso ha obligado a enterrar el curso del Aº de Fuente Arenaza.

Desde la culminación hasta la base de la rampa se pueden diferenciar una serie de tramos con morfologías características, todos ellos tajados por las gargantas mencionadas:

- el **sector de culminación**, que alcanza los 1300 m., formado por una

serie prominente de resaltes, tajados longitudinal u oblicuamente. (Fig. 8)

- una **amplia rampa media** en progresivo descenso hacia el Norte, con pendiente media de 2-3 % y algunas elevaciones transversales, como la que se denomina El Gallo.

En el sector SE de la rampa (fig.10) se individualiza un conjunto de cerros y mesas basculadas de gran prominencia relativa a ambos lados de un eje que se alarga entre Madruédano, Modamio y Sauquillo. Al Sur se levanta el Cerro de San Cristóbal, (el más alto y diferente a todos, porque posee un perfil simétrico y una tonalidad rojiza) y el Castillo de Mondregón de Madruédano; al Sur, el Otero de Sauquillo, el Otero de Modamio, así como El Ramo de Abanco.

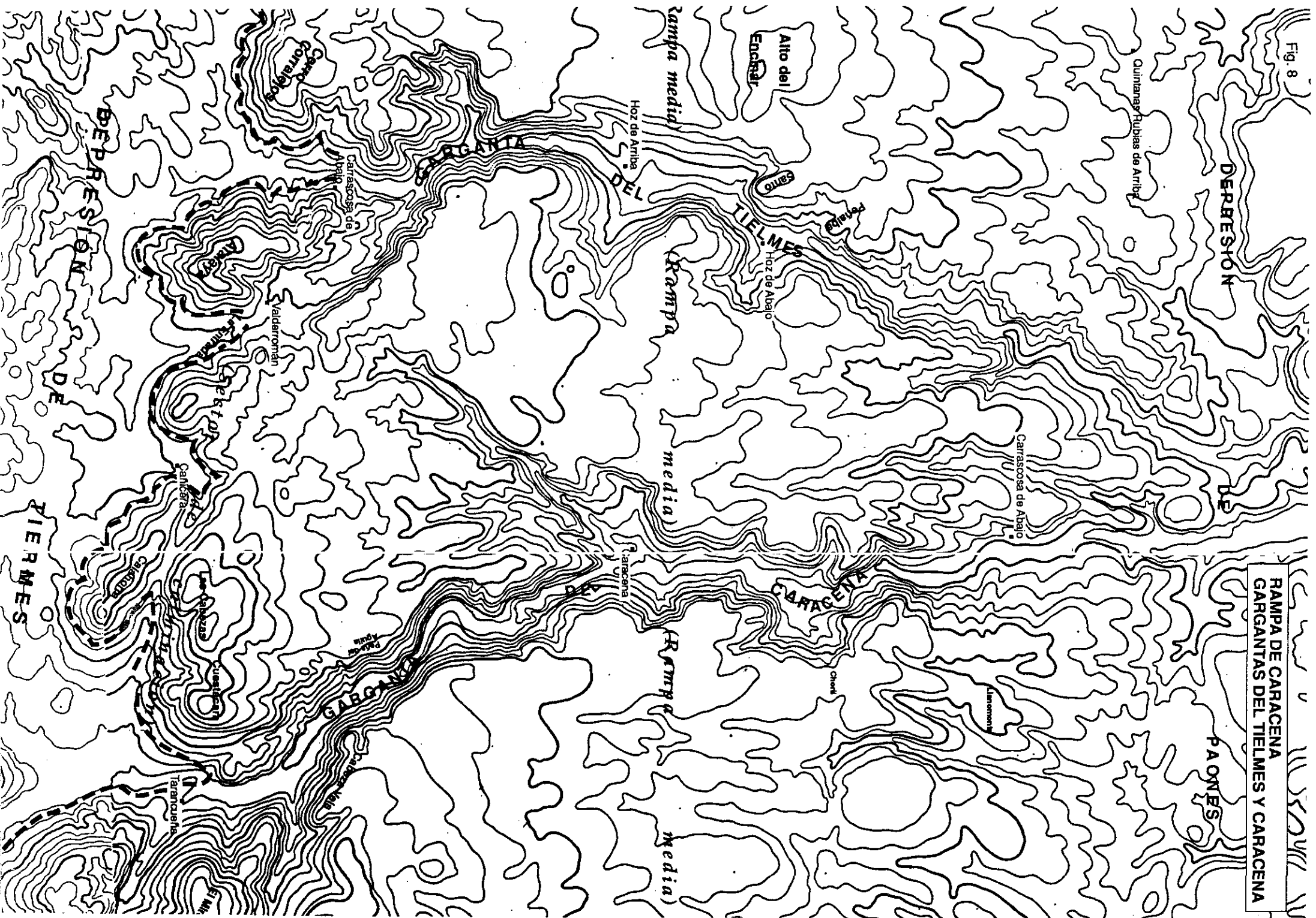
- una larga vallonada transversal entre Torremocha de Ayllón y Paones, que hemos denominado **Depresión de Paones**.

- el **frente de la rampa**, (fig.9) inmediato al Norte, notable quiebro, de más de 200 m. de desnivel y gran continuidad, que deja la rampa colgada

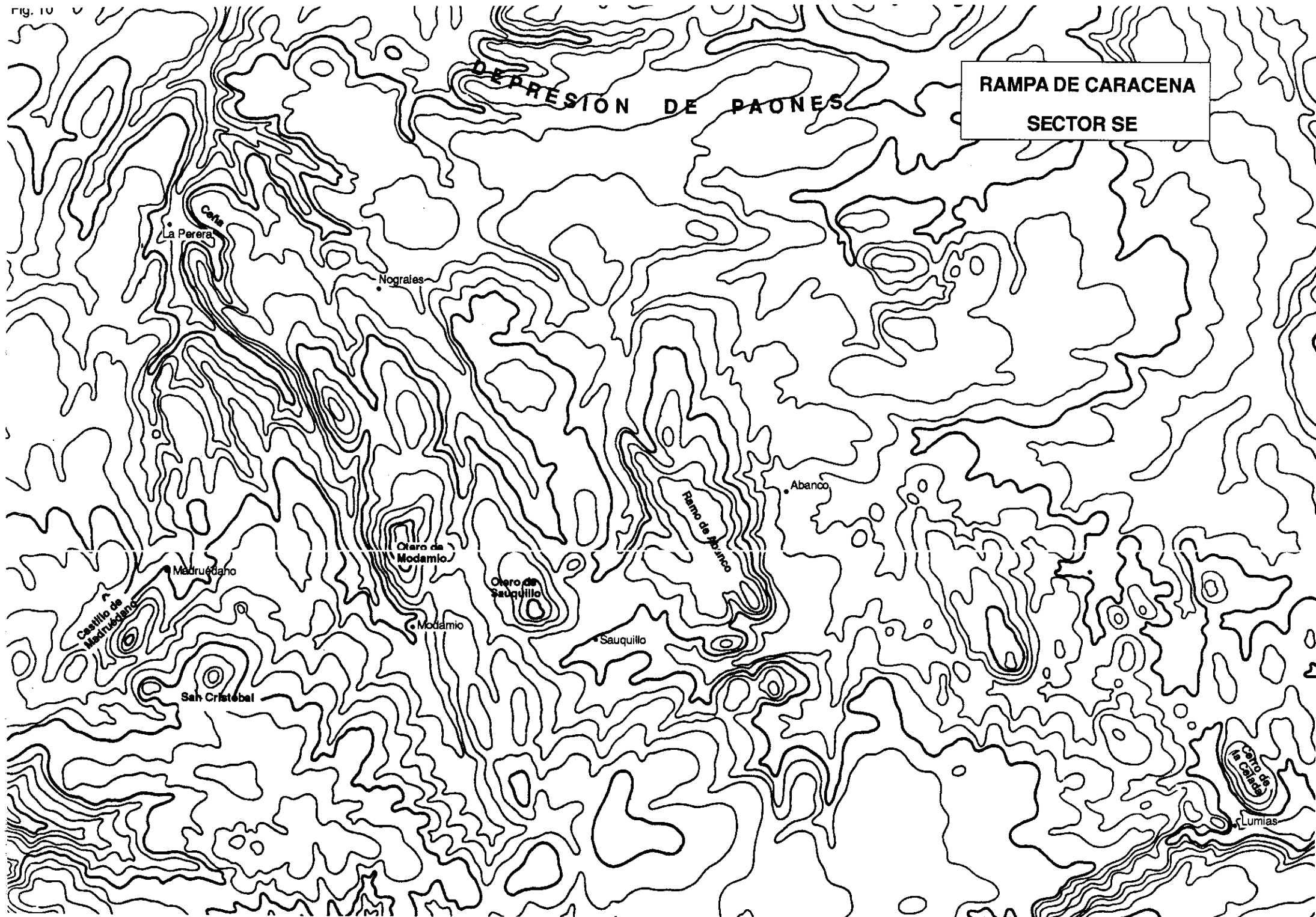
- la **llanura de base**, que está salpicado por **cerros y muelas** que prolongan idealmente el frente de la rampa hacia abajo, entre los que destaca La Muela de Recuerda.

Se trata, pues, de una rampa, que además de hendida longitudinalmente, se presenta algo empinada en cabecera, con irregularidades transversales, colgada por su base y aún troceada y prolongada a retazos hasta el Duero. Tal podría ser la esencia morfológica de la Rampa de Caracena.

Fig. 8

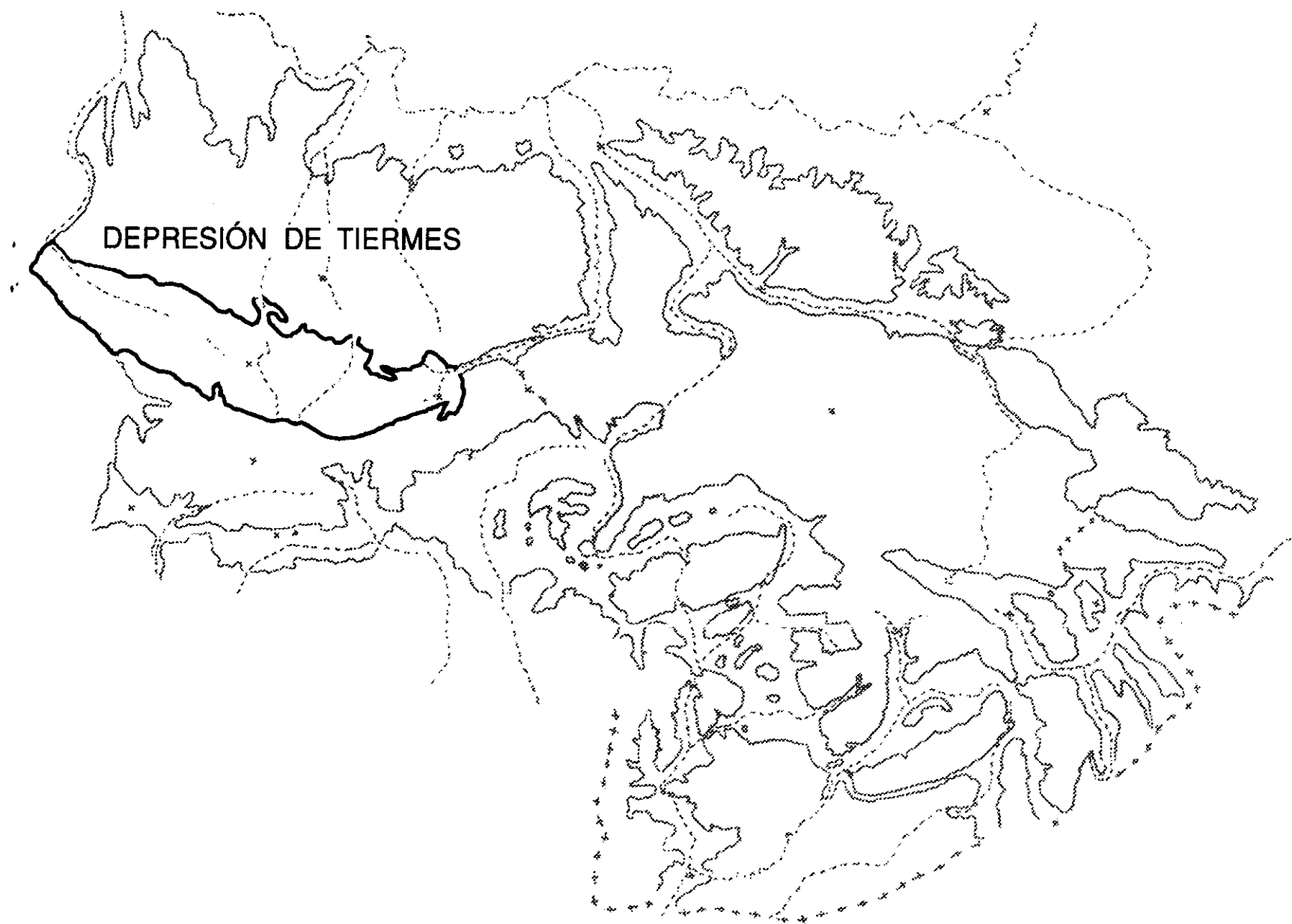


RAMPA DE CARACENA
SECTOR NORTE



Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Alto de la Vaca: basado en el MTN, "Senda del Alto de la Vaca".
- Alto del Encinar: M.T.N.
- Atalaya: topónimo SGE, a partir de vértice geodésico Atalaya.
- Las Cabezas: MTN.
- Castillo de Mondregón: cerro al Oeste del de San Cristóbal, información local. (Madruédano)
- Cerro Corralejos: topónimo SGE, a partir del vértice Corralejos.
- Cerro Pelado: en SGE, tomando como referencia el vértice Pelado.
- Cerro de San Cristóbal: MTN.
- Cueva de la Mora: referido a cerro, información local (Sauquillo).
- Depresión de Paones: designación propia, referida a población.
- La Entrada: MTN, desplazado.
- Garganta del Caracena: designación propia referida a río. El río resultante de la confluencia del Caracena y el Tielmes se le llama también Adante. (Moreno,M., 1975)
- Garganta del Tielmes: designación propia referida a río. Moreno,M., 1975 denomina al río "Manzanares", al pasar por esta población.
- El Giurriao: MTN.
- El Mirón: MTN, confirmado local.
- La Muela: depuración del M.T.N. Alto de la Muela.
- La Muela (de Morales): basado en MTN "Senda de la Muela".No parece aceptable el término Cerro de la Torre con el que se designa en el MTN.
- La Muela (de Recuerda): en MTN sólo La Muela. Designación propia referida a población.
- Otero (de Sauquillo): información local (Sauquillo).
- Otero (de Modamio): información local (Sauquillo).
- El Ramo (de Abanco): información local (Abanco)
- Rampa de Caracena: designación propia referida a población. Schwenzner (1937) la considera como parte de la Meseta Castillejo- Morcuera.



La Depresión de Tírmes en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.2. La Depresión de Tiernes.

Entre los contrafuertes de la Rampa de Caracena, al Norte, y la Sierra de Pela, al Sur, se extiende una **depresión** relativa, de unos 4 Km. de anchura, ligeramente arqueada hacia el Sur.

Los siguientes datos hipsométricos perfilan el carácter de la misma: al Sur, la Sierra de Pela alcanza los 1500 -1550 m. Al Norte, la Rampa de Caracena los 1300 -1350 m.; entremedias la depresión se sitúa a 1150 -1200 m., lo que supone desniveles de 350 m. hacia el Sur y 150 m. hacia el Norte.

La percepción visual de esta franja deprimida es muy clara desde las elevaciones limítrofes, especialmente desde la Sierra de Pela. La caída a la depresión es inmediata, muy nítida, sin contrafuertes intermedios. Se percibe además íntegramente en toda su anchura, y el efecto queda aún más marcado por la tonalidad rojiza del roquedo y por la amplitud con que el verdor de la vegetación oculta el sustrato. Rojo y verde contrastan vivamente con las claras calizas circundantes, donde predomina la roca desnuda o apenas cubierta. (fot. 12).

Al igual que en la Rampa de Caracena, no hemos visto reconocida ni en bibliografía ni en cartografía esta unidad, que parece bastante evidente y a la que nos referimos como Depresión de Tiernes aludiendo a la antigua ciudad arévaca.

Si bien el carácter deprimido da unidad al conjunto, según la forma de articularse la depresión, se diferencian nítidamente **tres sectores**, occidental, central y oriental, que drenan sucesivamente hacia el Oeste, hacia el Norte y hacia el Este.

- al Oeste (fig. 11) destacan los **largos valles disimétricos** con largos y amplios dorsos tendidos al NE (5 % de pendiente), en contraste con los abruptos frentes del SW, al pie de los cuales apenas se dibuja una vaguada fundamental. La continuidad lateral y la falta de incisiones importantes hacen que, en ocasiones, las

vertientes semejan planos dispuestos geoméricamente con la divisoria y la vaguadas como líneas de inflexión.

En concreto, y de Norte a Sur, se van sucediendo, la depresión de Licerias, la alineación de Las Majadas de 15 Km. ; el valle del río Pedro, y la alineación de La Mata de Pedro (casi 10 Km.) al Sur. La morfología, en su conjunto, se flexiona hasta disponerse transversalmente contra la Sierra de Pela;

- en el sector central (fig.12) la continuidad de las largas alineaciones se rompe, a la vez que la red hidrográfica del tramo alto del Tielmes y del Caracena se dispone en sentido transversal a la depresión.

Se diferencian de todas formas dos subsectores:

- al Oeste no existe una contraposición marcada entre las alineaciones predominantes, NW y el sentido de la red hidrográfica hacia el Norte, por lo que los valles presentan aún cierta continuidad. El valle del alto Tielmes aparece especialmente cerrado, a modo de aprisco natural, en cuya salida está ubicada la antigua Tiermes;

- en el subsector oriental se produce un brusco contraste entre la ordenación de las alineaciones, que es ahora hacia el NE y E, y la dirección fundamental del drenaje, que es hacia el NW. Se forman así **mogotes o alineaciones aisladas** que crean un relieve más recortado y un conjunto de valles confinados con dispositivo reticular;

- finalmente el sector oriental drena hacia el Este (fig 13). Presenta un fuerte contraste entre una ancha vallonada abierta en la parte alta (**La Vega de Retortillo**) y un angosto relieve de meandros encajados aguas abajo, en torno al río Talegones. (**Garganta del Talegones**).

Así pues, un relieve de largos ejes disimétricos al Oeste, de una serie de montículos y valles confinados al Centro y una amplia vallonada y garganta meandriforme al Este, constituyen los elementos morfológicos claves de este área deprimida, que se puede designar como Depresión de Tiermes.

Fig. 11

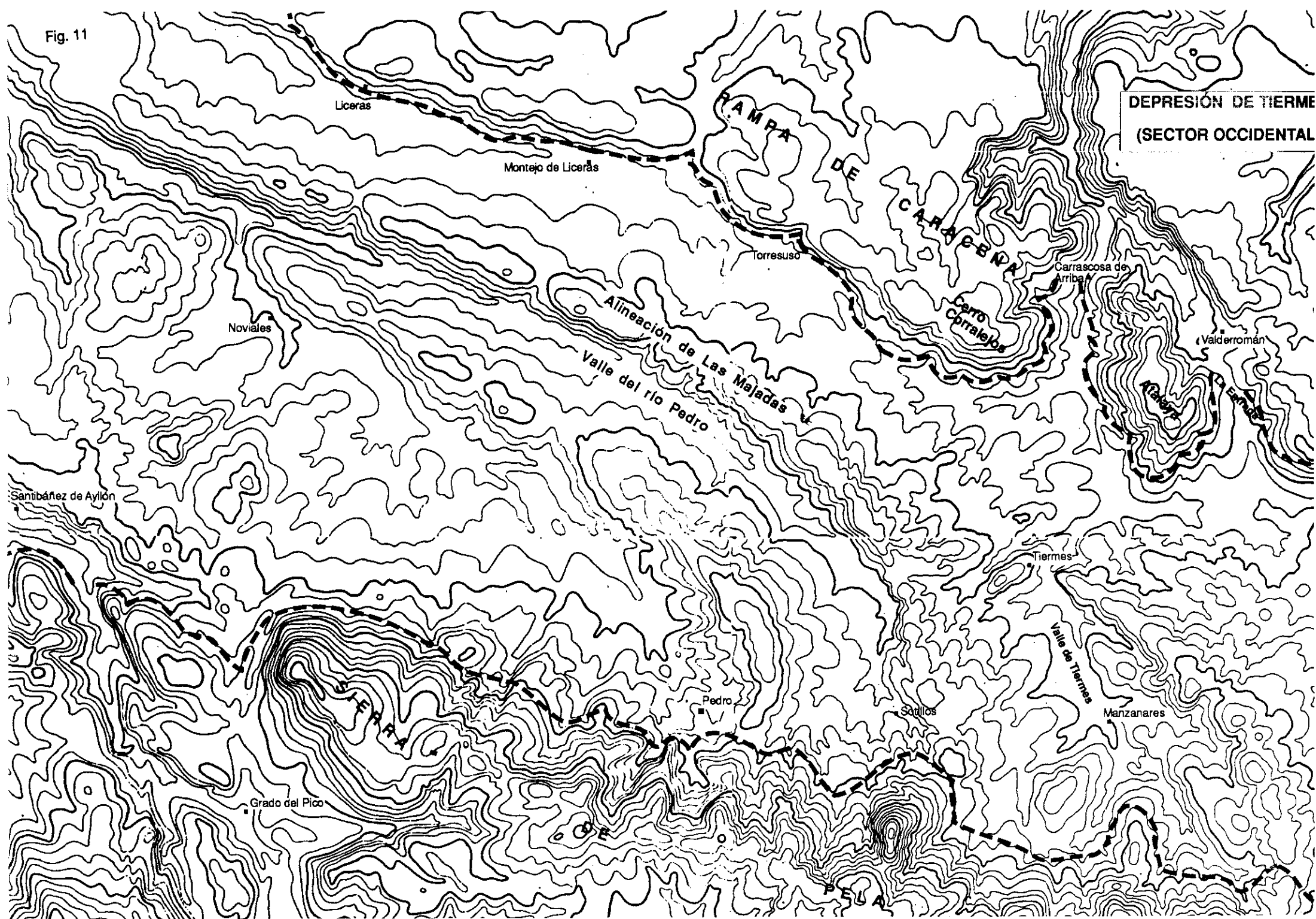
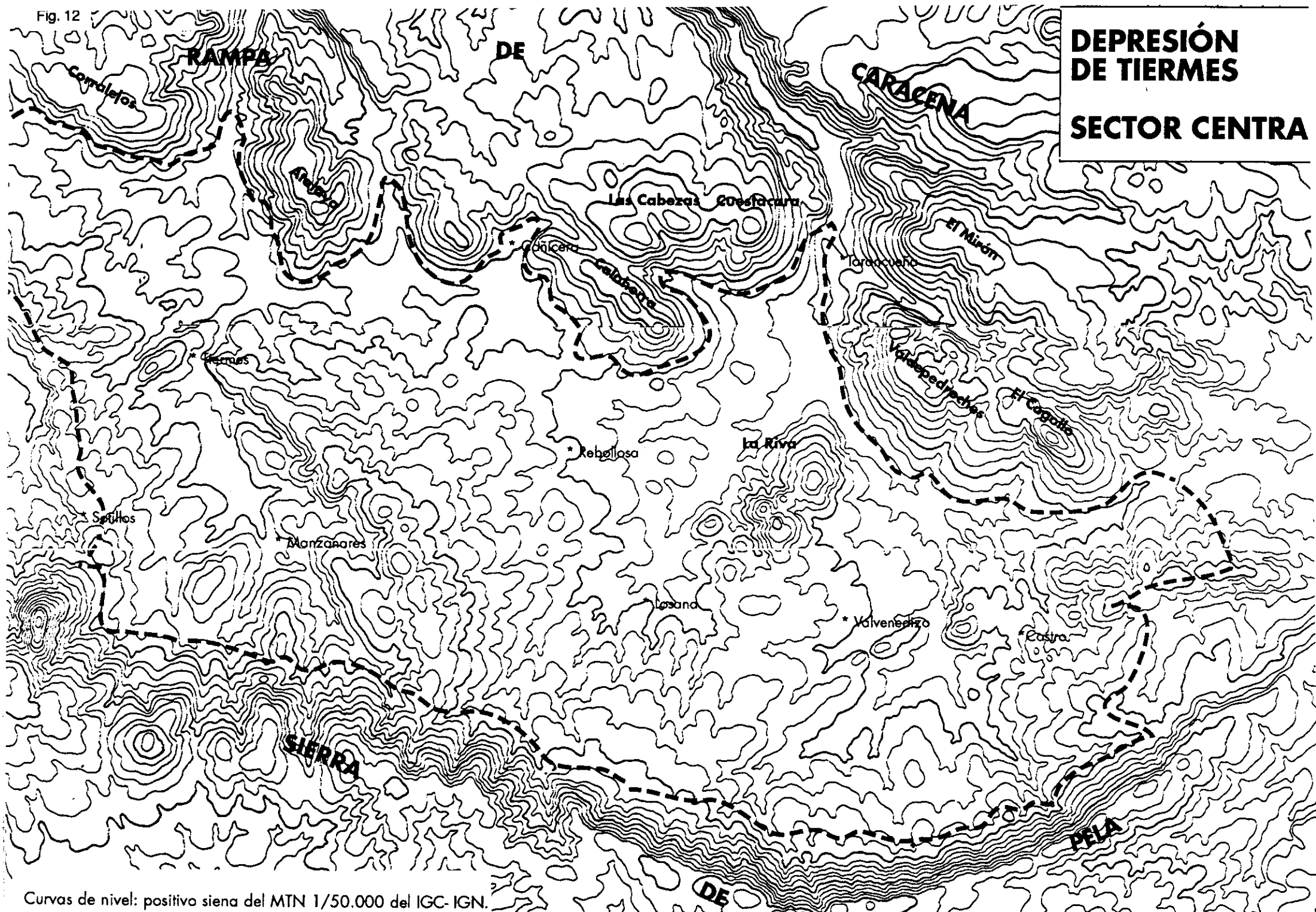


Fig. 12



Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

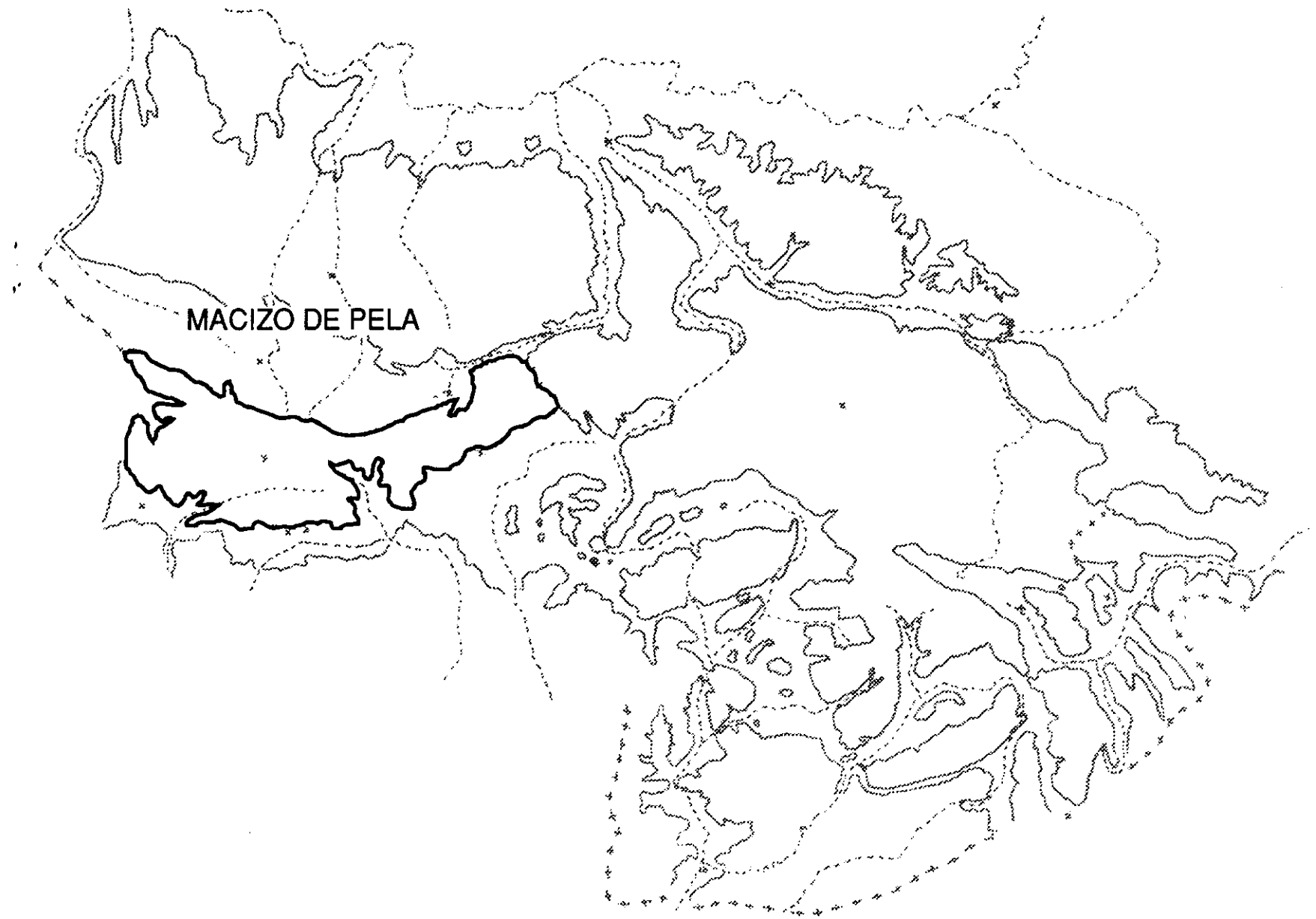
DEPRESIÓN DE TIERMES**SECTOR ORIENTAL**

VEGA DE
RETORTILLO

GARGANTA DEL ALGONER

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Alto de los Collados: SGE, v.g. Collados.
- Cañada del Monte: consulta local (Retortillo).
- Depresión de Licerías: designación propia por referencia a localidad.
- Garganta del Talegones: designación propia por referencia a río.
- La Riva: consulta local (Tarancueña).v.g. Rivas.
- Vega de Retortillo: designación propia por referencia a localidad.



El Macizo de Pela en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.3. El Macizo de Pela.

El Macizo de Pela es un complejo orográfico alargado que se interpone entre la Depresión de Tiernes al Norte y la Depresión de Miedes al Sur.

El Macizo de Pela es perceptible con gran nitidez desde las depresiones limítrofes. Desde la Depresión de Tiernes semeja un impresionante murallón, lo cual se explica por su importante desnivel relativo y por la falta de disecciones o contrafuertes que hiendan significativamente el frente. Desde la Depresión de Miedes, al Sur, también aparece enhiesto, pero más segmentado por incisiones transversales.

El Macizo de Pela presenta una **doble alineación serrana marginal** constituida al Norte por la Sierra de Pela en sentido estricto y al Sur por el eje interrumpido de la Sierra de Los Llanos (al Oeste) y la Sierra de Bulejo (al Este), separadas por la marcada incisión de la Ensenada de Somolinos. (Fig. 14 y 15)

Asimismo resulta significativo el que las dos alineaciones serranas delimiten al Oeste un **altiplano central**, el de Campisábalos, que se va abriendo hacia occidente, creando un modelo de relieve singular. Sin embargo, al Este, la separación de los dos ejes serranos queda marcada fundamentalmente por el valle del alto Talegonés.

A pesar de su carácter serrano existen caracteres morfológicos que aconsejan incluir al Macizo de Pela en la Paramera de Sigüenza:

- la **planitud de cumbres** es un rasgo característico del Macizo de Pela, en vivo contraste con las alineaciones más encrespadas de la Sierra de Ayllón al Oeste y Alto Rey al Sur;
- su **altitud** es también **menor**, 1500 m., frente a los 2000 o 1800 m. de las alineaciones mencionadas.
- la **continuidad** de las superficies aplanadas, que desde los 1250 m. de la

Paramera Oriental ascienden gradualmente a la culminación de Pela sin quiebros notables.

La singularidad de la Sierra de Pela queda reforzada por sus **escarpes marginales**:

- el frente Norte es un **impresionante murallón**, largo paredón en fuerte descenso a la Depresión de Tiermes, sin identaciones notables ni contrapendientes o resaltes importantes, excepto el del Pico Bordega (1544 m.), que es precisamente la máxima culminación del conjunto. Esto se produce a pesar de que en sectores como el central las vaguadas se disponen en posición perpendicular al eje montañoso, pero afectan sólo a los niveles bajos de la falda, permitiendo el desarrollo de un amplio frente continuo por encima.

- el frente meridional está compartimentado en una serie de resaltes destacados, **sucesión de ceños o muelas** adosados al cuerpo orográfico central. La máxima incisión se halla en la llamada Ensenada de Somolinos.

Así pues, el Macizo de Pela, responde a un esquema de culminación aplanada con doble alineación marginal y altiplano central abierto hacia el Oeste, con un frente septentrional continuo y un frente meridional segmentado en muelas y ceños.

En definitiva, se pueden diferenciar las siguientes unidades de relieve:

- **la Sierra de Pela**, en sentido estricto, que constituye el eje septentrional y presenta dos tramos diferenciados: uno occidental de notable isoaltitud y otro oriental, que desciende hacia el Este, hasta enlazar con la Paramera de Barahona;

- **la Sierra de Los Llanos**, que constituye el sector occidental del eje meridional, de dirección subparalela y en declive general hacia el Oeste;

- **la Mesa de Cantalojas**, que es la prolongación de esta sierra aún más

hacia el Oeste;

- **el Altiplano de Campisábalos**, depresión relativa central entre las Sierras de Pela y de Los Llanos;

- **la Sierra de Bulejo**, que conforma el sector oriental del eje meridional y descende progresivamente hacia el Este;

- **la Ensenada de Somolinos**, definida como una depresión marcada en el eje Sur, que casi llega a estrangular el macizo y que separa las Sierras de Los Llanos y de Bulejo.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Altiplano de Campisábalos: designación propia por referencia a localidad. Otras denominaciones parecidas (ver texto).
- Ensenada de Somolinos: designación propia por referencia a localidad.
- Mesa de Cantalojas: designación propia por referencia a localidad.
- Sierra de Bulejo: del MTN. Localmente se conoce también como S. de la Respenda (consulta Miedes), por el nombre de una dehesa situada allí ⁵. Hay quien también la designa como Sierra de Pela, en este caso haciéndola equivaler al Macizo de Pela.
- Sierra de Los Llanos: designación propia basada en el topónimo de Los Llanos con el que se conoce a la culminación.(MTN, consulta local).
- Sierra de Pela: aparece ya en Tomás López 1783. Referencias anteriores como Sierra de Miedes (Poema del Mio Cid), por localidad y Sierra de Atienza. Al sector occidental de la Sierra de Pela se le designa a veces como "Sierra de las Cabras" (Lautensach, Bartholomew and Son).

⁵ En el término municipal de Miedes, límite con Cañamares, está situada la dehesa denominada "La Respenda". Es la más importante de toda la región. 1974. Moreno Chicharro, F.; Sanz López, S. Caminos de Sigüenza y Atienza., pág 111.

1.3.3.1. La Sierra de Pela (s.s.).

La **extensión** que se incluye bajo el topónimo de Sierra de Pela resulta **problemática**. (fig 14 y 15). Se suele entender como tal la totalidad del eje montañoso septentrional del área estudiada, si bien autores, como Castel, en 1881, lo reducen al sector occidental (hasta el Portillo, junto al Cerro de La Moralina).

La primera opción está avalada por la tradición recogida en la cartografía y que aún pervive entre la población. Es la que se ha seguido por la coherencia morfológica y por los testimonios recogidos sobre el terreno.

En cualquier caso el planteamiento de Castel tiene un fundamento lógico, ya que se diferencian claramente **dos tramos**, occidental y oriental:

- el occidental tiene dirección general WNW y es un conjunto continuo, elevado, con notable isoaltitud, segmentado por collados poco hendidos, que diferencian sectores a veces un poco más cortos (morros; son los “cerritos” de Castel) (fot. 6)
- el tramo oriental, aunque también continuo, se diferencia notablemente del anterior por su marcado y progresivo descenso hacia el Este y por el cambio de dirección, ahora NE.

La **impresión visual** de la Sierra de Pela es muy diferente según el ámbito desde la que se realice: desde el Norte aparece como un **murallón** continuo, según ya consideramos; esto contrasta con el aspecto que adquiere por el Sur, desde el Altiplano de Campisábalos, desde donde se manifiesta como el **final de una larga vertiente** careciendo de aspecto serrano.

Desde el Este, desde la Paramera de Barahona, se presenta como una **superficie plana y en progresivo ascenso**, que parece prolongar la de la propia Paramera.

Desde el Oeste, desde la Sierra de Ayllón, enhiesta y recortada, la impresión es de **algo muy diferente**: a altos y movidos relieves le sucede la planitud y una altitud más moderada.

Aunque en una primera aproximación el relieve es continuo, en detalle se pueden reconocer una serie de relieves individuales, entre los que hemos seleccionado los siete siguientes (las referencias de cotas nos dan idea de la isoaltitud general): (fig. 14)

- la **Mesa de Grado** o Sierra de Cabras, en el extremo Oeste, que culmina en el llamado "Pico" de Grado (1510 m.), término que puede entenderse, no en vertical, pues es un fragmento de mesa aplanada, sino en horizontal, ya que forma un espolón en avanzada hacia el NW, que se divisa desde decenas de Km. de distancia, "vigía" según Moreno, M, 1975; (fot. 9)

- el **Pico Rivilla** (1507 m.) llamado también de las Tres Provincias, por constituir el mojón limítrofe entre Guadalajara, Segovia y Soria;

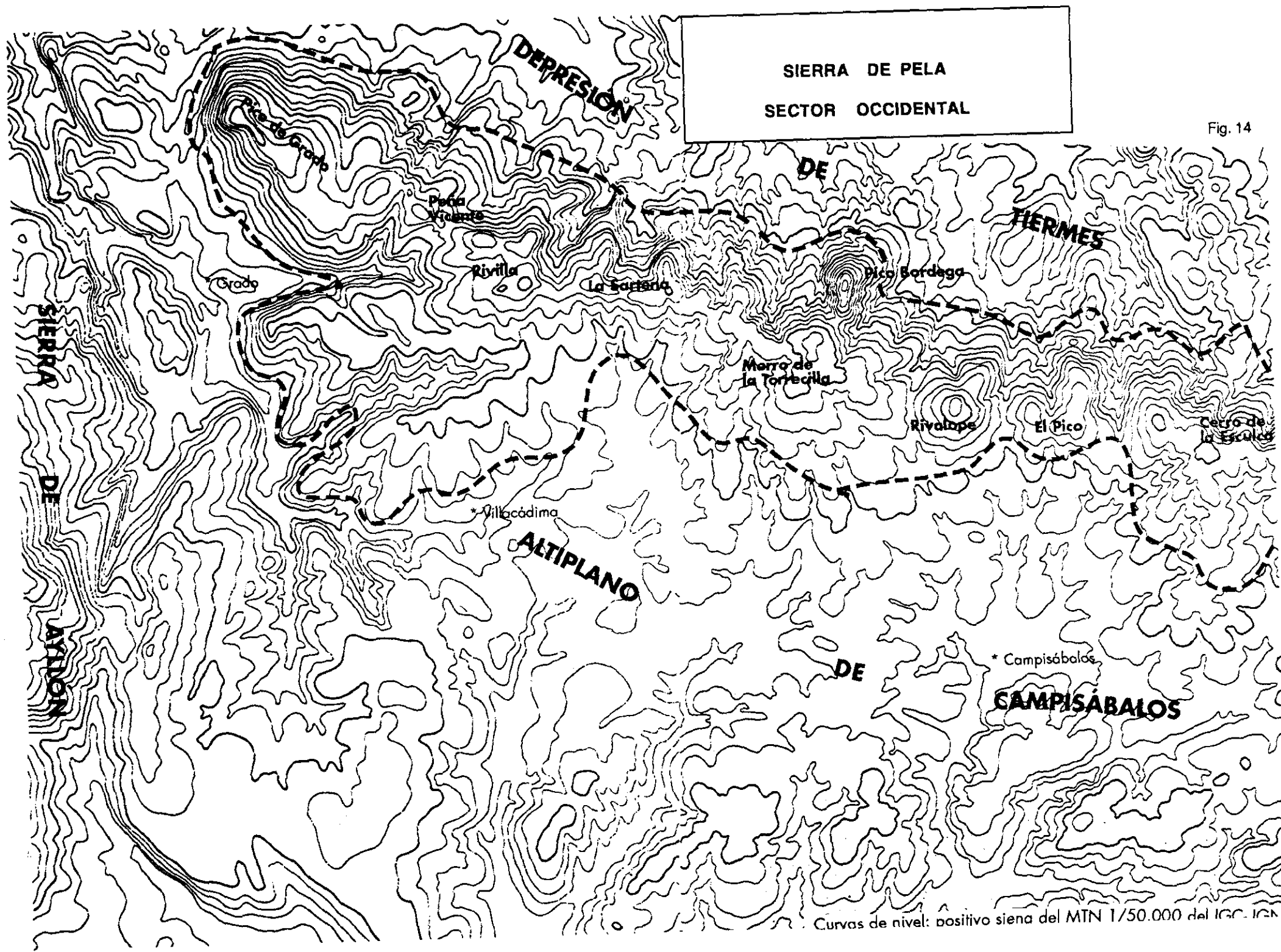
- los **morros** o cabezos del sector central, redondeados y de vertientes regularizadas, entre los que destacan el de Torrecilla (1525 m.) y el de Rivalope (1521 m.). El primero, en peligro de ver su nombre suplantado por el del vértice geodésico "Margalindo";

- el **Pico Bordega**, justo al Norte de Torrecilla, que cae en avanzada con un escarpe de 250 m. sobre la Depresión de Tiernes, al Norte. Es muy diferente a los demás por el crestón rocoso que ribetea su vertiente Sur, lo que le proporciona un perfil algo agudo. Paradójicamente este relieve aislado es la máxima culminación de la Sierra de Pela (y de la Paramera de Sigüenza), a 1544 m. Paradójicamente, también falta su topónimo en el MTN;

- el **Cerro de La Morallna** (1535 m.), último de un tramo de cerrones, llamados significativamente "Los Cabezos"; supone la terminación del tramo occidental y el comienzo del oriental. Culmina en un vértice de nombre absurdo para una elevación,

"Portillo", pero que indica la proximidad de un estrecho y alargado valle que sirve de bisagra entre los dos tramos occidental y oriental de la Sierra de Pela;

- en este **tramo oriental**, sin interrupciones notables, pero en declive continuo hacia el NE, destaca apenas la culminación de **Peñas Altas**, que hace referencia precisamente a los reductos somitales excepcionalmente abruptos y escarpados, peñascosos y roqueros dentro de un conjunto que se caracteriza fundamentalmente por las vertientes enlazadas, continuas y sin escabrosidades, (fot. 11)



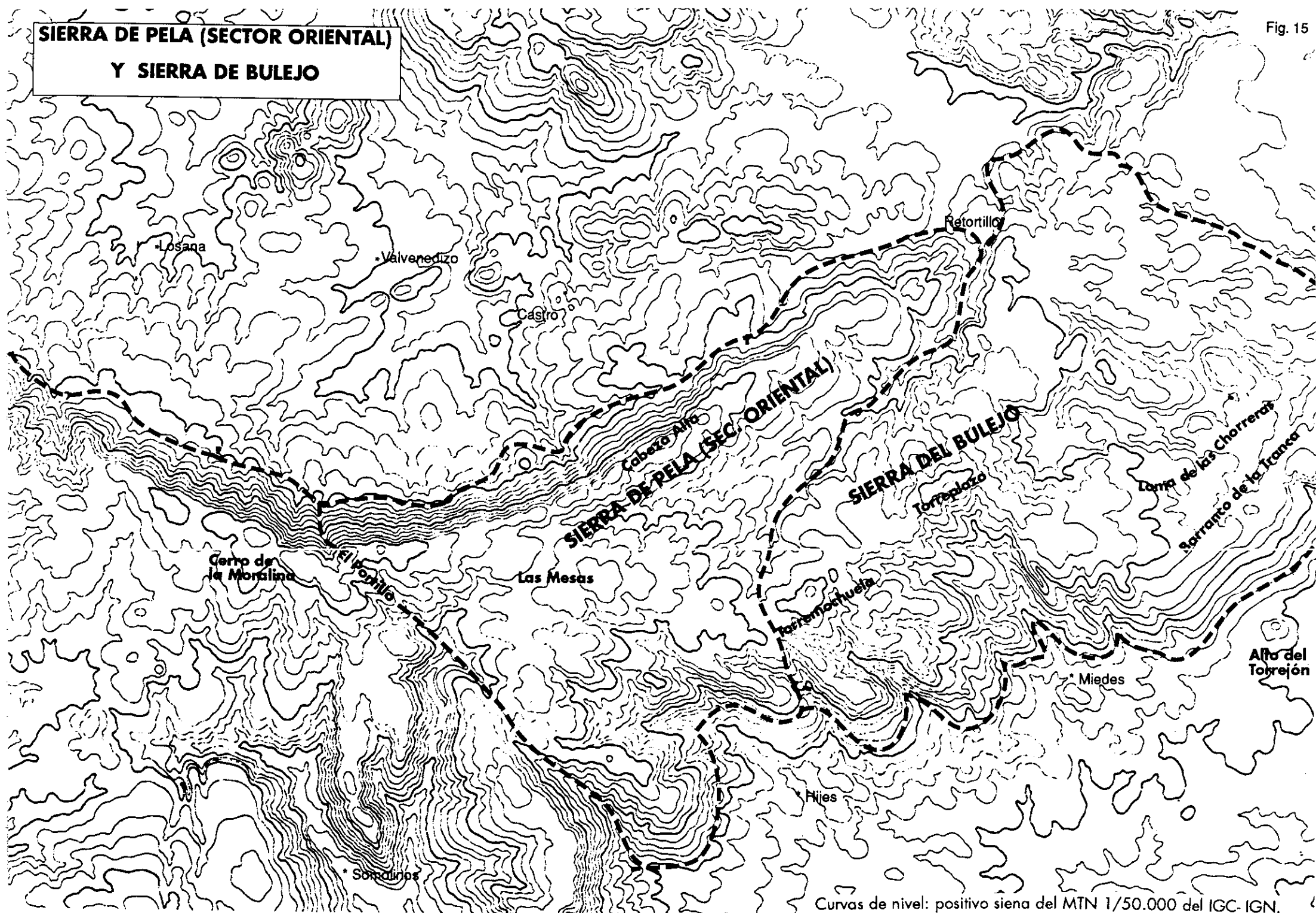
SIERRA DE PELA
SECTOR OCCIDENTAL

Fig. 14

Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC-IGN

SIERRA DE PELA (SECTOR ORIENTAL)

Y SIERRA DE BULEJO



Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

Sierra de Pela

- Cabeza Alta: MTN.
- Cerro de la Moralina: MTN, aunque desplazado hacia el Sur.
- Morro de la Torrecilla: según Castel ("morro de la Torrecilla, detrás se encuentra el cerro de la Bordega"). En MTN se señala el vértice Margalindo.
- Peña Vicente: MTN.
- Pico Bordega: en Coello "Cerro de la Bordega". En Tomás López- Soria se designaba como Monte Sotillos. por referencia a población próxima.
- Pico de Grado: ya aparece en Coello-Soria y en Madoz.
- Rivalope. MTN. En Castel, 1881, " Cerro de Riva Lope".
- Rivilla: según vértice geodésico MTN. trastocado en 1/200.000 - Guadalajara con el Pico de Grado.
- La Sartena: MTN.
- El Tomillarón: MTN.

Sierra de Bulejo

- Cerro de Torremochuela: MTN.
- Las Mesas: MTN.
- Torreplazo: en Coello-Soria aparece como "Sierra de Torreplazo"; en Aránzazu, como "Pico de Torreplazo".

1.3.3.2. La Sierra de Los Llanos.

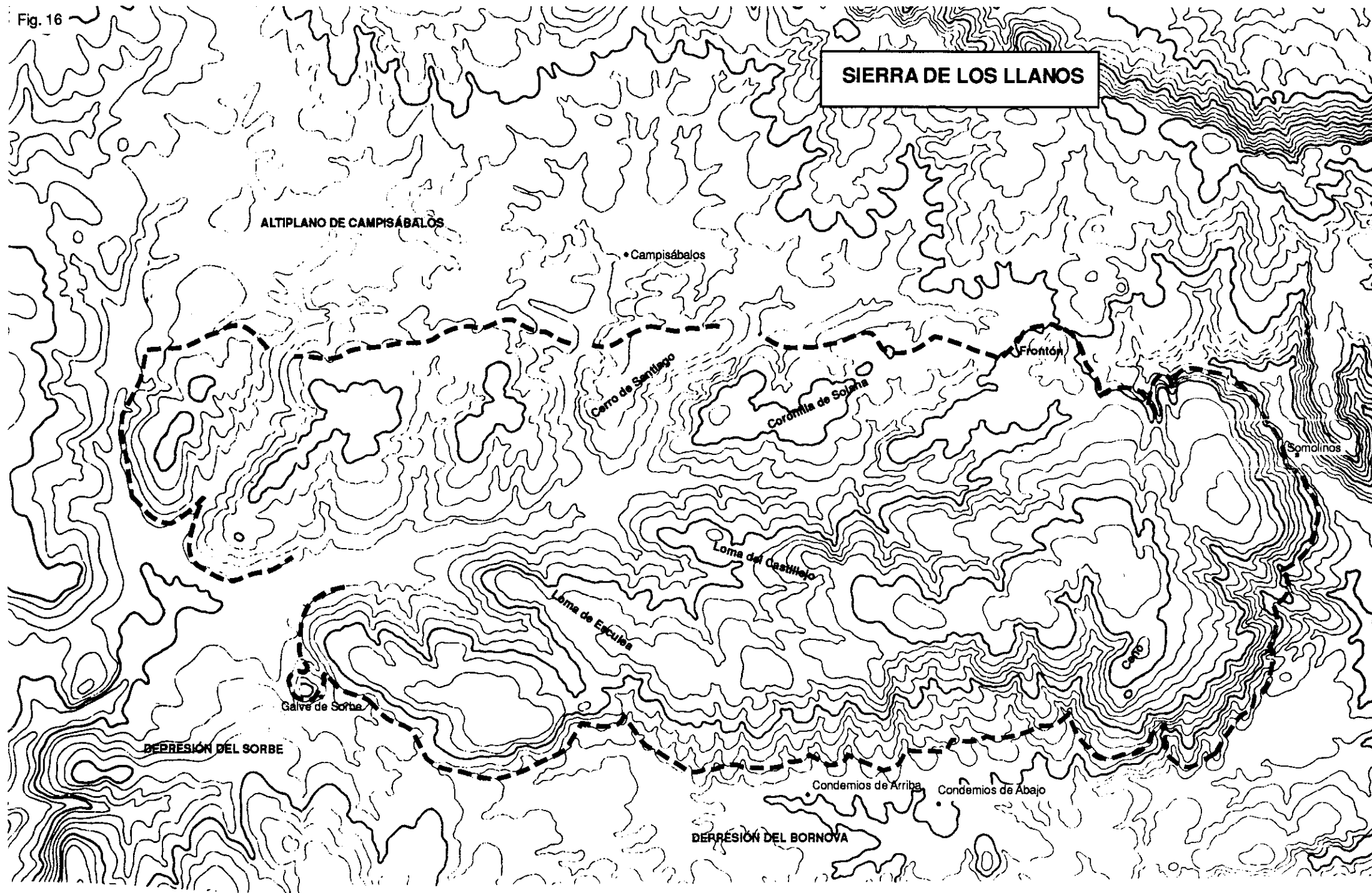
La **denominación** de esta sierra resulta **problemática**. Localmente la zona culminante se conoce como “Los Llanos”, nombre que también aparece recogido varias veces como paraje en el MTN. y que, según las comprobaciones efectuadas, se puede extender a todo el eje elevado que se extiende desde Galve hasta Albendiego. (fig.16).

Sin embargo, llamar a lo que morfológicamente es ante todo una sierra por “Los Llanos” puede resultar desconcertante. Por eso hemos creído más conveniente anteponer el término de “sierra”, con lo que el topónimo así formado “Sierra de los Llanos” hace referencia a la vez al carácter serrano y a la culminación aplanada.

La Sierra de Los Llanos sólo adquiere verdadera configuración serrana desde la Depresión de Miedes, al Sur, (fot. 2) ya que desde el Altiplano de Campisábalos apenas se eleva unos 50 m. (fot. 8).

El relieve de esta sierra se estructura en torno a un valle central Este-Oeste, hacia el que convergen oblicuamente otros valles secundarios, que determinan lomas intermedios. Sin embargo los valles que proceden del Norte, como el Arroyo de la Dehesas, al tener su cabecera abierta al Altiplano de Campisábalos presentan una vanguardia amplia y de fondo plano, muy distinta a la de los que proceden del Sur (fot. 7).

Fig. 16



Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales

- Alto de la Majada: MTN.
- El Ceño: topónimo depurado a partir de "Pico del Ceño", MTN, al expresar ceño ya una unidad fisiográfica.
- Cerro de Santiago: MTN.
- Coronilla de Solana: depurado a partir del MTN, "Cerro de la Coronilla de Solana".
- Frontón: a partir del vértice geodésico MTN.
- Loma de Esculea: MTN.
- Loma de Fuensanta: SGE, a partir de vértice geodésico Fuensanta.
- Loma del Castillejo: MTN.
- Sierra de Los Llanos: designación propia, tomando como referencia denominación de parajes de MTN y confirmación local de "Los Llanos".

1.3.3.3. La Mesa de Cantalojas. (fig. 17)

Corresponde a una unidad elevada y aplanada, una mesa en definitiva. Como en áreas vecinas se ha individualizado esta unidad por su coherencia morfológica, sin que se haya podido recoger ninguna denominación popular para designarla. Haciendo referencia a la población situada a la falda, se la ha llamado Mesa de Cantalojas.

Constituye un elemento de **enlace** entre las **sierras contiguas**, lo que se refleja también en su estructura en tres ramales:

- un ramal hacia el SE, que parece prolongar el murallón de la Sierra de Los Llanos, lo que queda corroborado porque localmente se la designa con el mismo nombre de "Los Llanos";
- otro ramal hacia el NE, que configura el Alto de Las Majadas, prolongación sólo un poco más elevada del Altiplano de Campisábalos;
- un tercer ramal hacia el NW, El Morro, que constituye el enlace con el eje oriental de la Sierra de Ayllón, alineado como él N- S., del que le separa el Collado de las Cabras.

Cabría la posibilidad de considerar este relieve así definido como una mero apéndice de la Sierra de Los Llanos. La justificación de individualizarlo como relieve independiente se basa en la segregación física del mismo, en poseer un carácter masivo, faltando la depresión longitudinal y la disposición alineada de la Sierra de Los Llanos, con lo que se acerca más a un modelo de mesa que de sierra y por su anómala estructura en tres ramales. (fot.5)

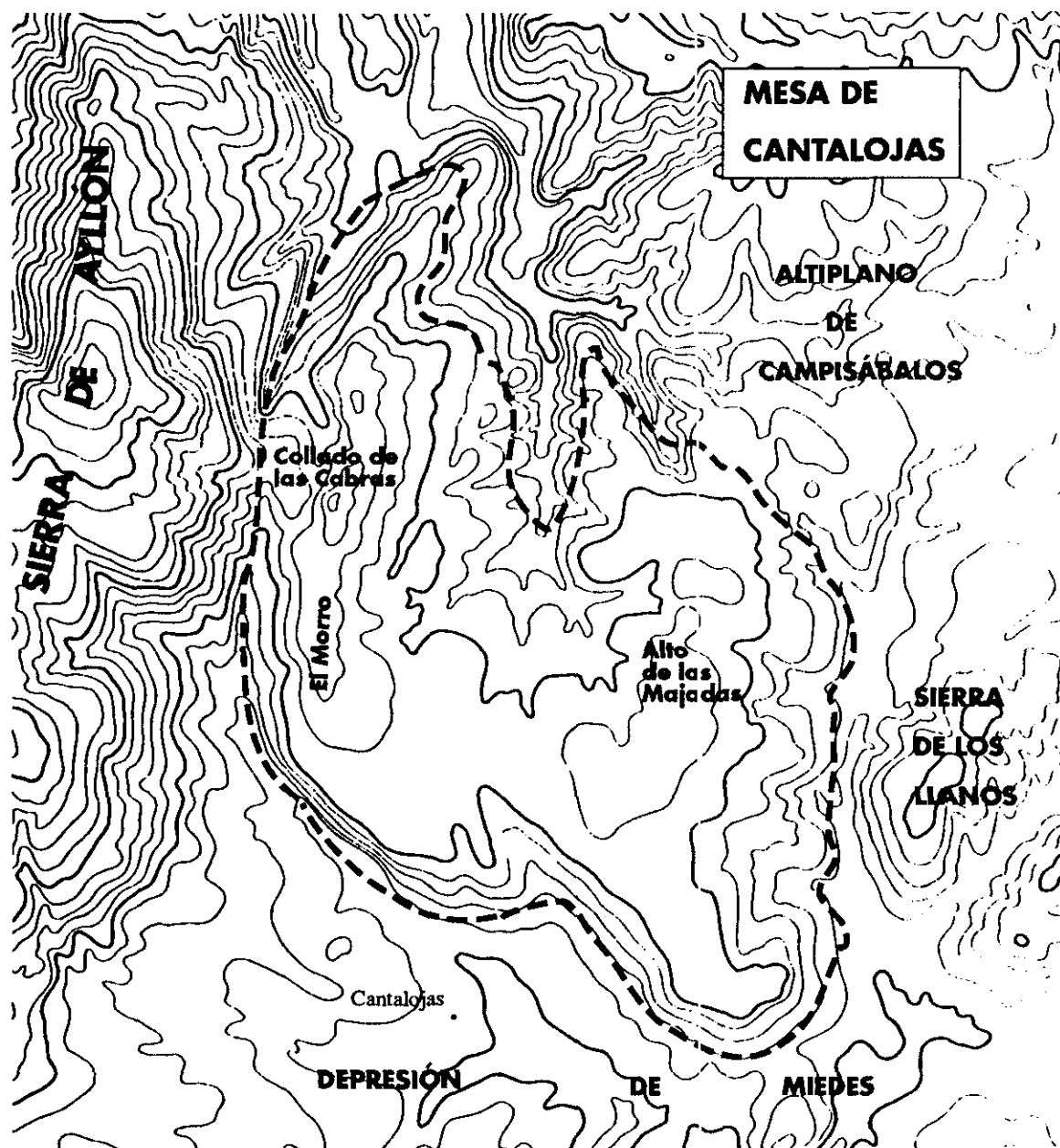


Fig. 17 Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Alto de las Majadas: vértice geodésico del MTN.
- Collado de las Cabras: MTN.
- Mesa de Cantalojas: designación propia por referencia a la localidad. En Madoz figura "entre el Pico de Grado, Villacádima y Cantalojas se levanta la 'colina' llamada Majada de las Cabras". Localmente se designa como "Los Llanos", como su prolongación serrana hacia el Este.
- El Morro: MTN, desplazado.

1.3.3.4. El Altiplano de Campisábalos.

Aunque consagrada en la bibliografía, este elemento central del macizo de Pela no se ha reflejado, sin embargo, en los mapas topográficos. Se la designa como:

- Meseta de Campisábalos (Aránzazu, Castel)
- Mesa de Campisábalos (Palacios)
- Planicie de Campisábalos (Biro y Solé)

Quizá sea, sin embargo, más adecuado designarlo como **altiplano** de Campisábalos, según se desprende de los siguientes rasgos morfológicos: (fig 18)

- la **planitud**, ya que se trata de una superficie de suaves pendientes y escaso desnivel interno;

- la **altitud**, a 1350- 1400 m. siendo necesario elevarse de 200 a 300 m. desde el valle del Aguijejo al Oeste o desde la Depresión de Miedes al SE;

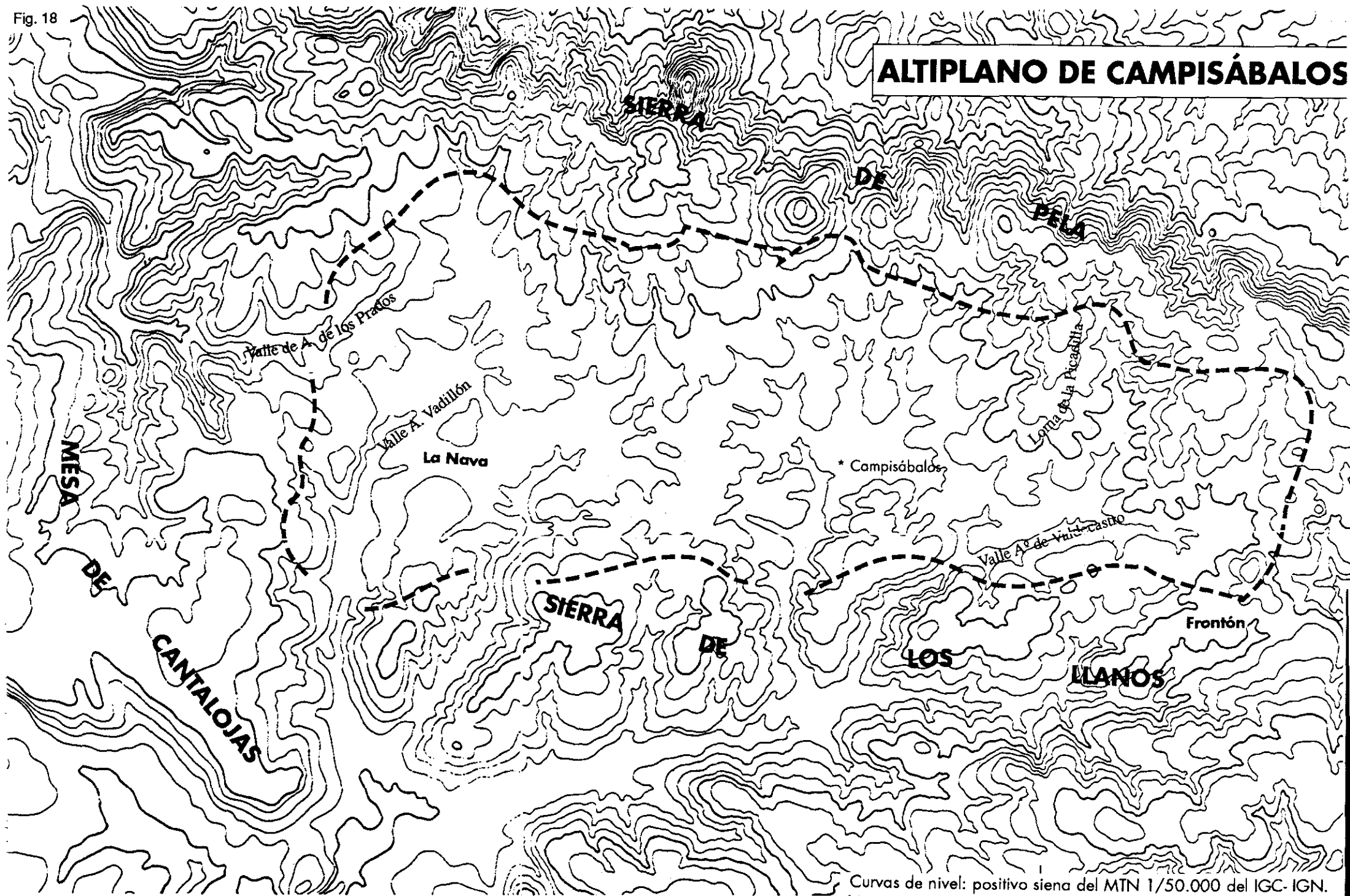
- la **posición deprimida** entre montañas; la Sierra de Pela al Norte, destacando de 100 a 150 m. y la Sierra de Los Llanos al Sur, que aunque más baja, se levanta unos 50 m. sobre la parte más deprimida del altiplano. Ambos ejes montañosos se funden por el Este. Solo al Oeste, queda el altiplano abierto y colgado por los valles de la cabecera del Aguijejo.

El Altiplano posee unidad visual marcada. Es un **espacio abierto**, pues los relieves que lo circundan no destacan demasiado y la transición a ellos se hace de una forma lenta y continua (fot 8 y 6). Desde los cerrados valles por los que se asciende hasta llegar al altiplano, el contraste más fuerte es el de espacios y perspectivas abiertos.

Como peculiaridades notables este altiplano presenta una suave **Inclinación**

hacia el Sur, con pendientes de 1-4% y una **compartimentación transversal de la red hidrográfica** en 5 cuencas, 4 de las cuales drenan hacia el Sorbe, destacando la del Arroyo de las Dehesas por su posición central, y solo una, la más occidental del Aº de los Prados, desagua en el Aguijejo, ya de la cuenca del Duero. La divisoria Tajo- Duero atraviesa, pues, transversalmente el altiplano.

Fig. 18



Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Altiplano de Campisábalos: designación propia por referencia a localidad. Aránzazu, " Meseta de Campisábalos". Birot y Solé, "Planicie de Campisábalos".
- Loma de la Picadilla: MTN.
- La Nava: MTN.

1.3.3.5. La Sierra de Bulejo.

Alargada en sentido NE, la Sierra de Bulejo se extiende a lo largo de 14 Km. aproximadamente. Anteriormente tuvo **otras denominaciones**:

- los tratadistas del siglo pasado (Castel y Palacios) mencionan la Sierra de Torreplazo y la Sierra de Torremochuela, que corresponden a culminaciones específicas. Aránzazu, anteriormente, habla únicamente de Pico de Torreplazo. Estas denominaciones las sigue utilizando Moreno, M., 1975 ("Sierra de Torreplazo" y "Sierra de Torremocha");

- existe además una referencia literaria lejana del Poema del Mio Cid, donde se habla de la Sierra de Miedes, población situada a la falda.

- el término de Sierra de Bulejo se halla por primera vez, al parecer en el MTN y está consagrado en la cartografía posterior para designar el conjunto.

- localmente es conocida también como Sierra de la Respenda (Miedes).

Aunque aplanada en culminación, la Sierra de Bulejo presenta una estructura muy distinta a la de Pela (fig 15.). En lugar de un conjunto alineado y continuo, presenta una **articulación en tres bloques** morfológicos muy bien diferenciados:

- al NE, el de Las Mesas, que es una meseta desplazada hacia el Norte, en las inmediaciones de la Sierra de Pela;

- al Centro, el de Torreplazo y Torremochuela, elevaciones apenas marcadas sobre el terreno, y que sólo resaltan en el perfil serrano desde la Depresión de Miedes;

- el oriental, con una estructura longitudinal, en base a dos lomazos alargados que van descendiendo progresivamente hacia el Este.

Cada uno de estos bloques se encuentra brusca y sucesivamente desplazado hacia el SE y la divisoria hidrográfica pasa, de ser disimétrica hacia el Norte, a estar centrada y volver a ser disimétrica, pero ahora hacia el Sur.

1.3.3.6. La "Ensenada de Somolinos"

Entre la Sierra de Pela, el Altiplano de Campisábalos, la Sierra de Los Llanos y la Sierra de Bulejo se individualiza un área de 5 Km. de diámetro, que se puede definir como un **amplio hondón**, donde se encuentra Somolinos (fig. 20)

Este hondón de Somolinos está enmarcado por paredones escarpados (El Ceño y La Muela) y en su interior se alberga la **laguna de Somolinos**, pequeña y alargada (unos 400 m.) y poco profunda, de 12 m. según Castel, que refiere el sondeo que tuvo que realizar sobre una balsa ante la incredulidad de los habitantes de la zona que mantenían que "el suelo de la laguna se hallaba extraordinariamente profundo, o como ellos dicen, que la laguna "no tenía fondo" ⁶. Está represada por una acumulación de tobas.

Esta depresión se prolonga hacia el Norte, de forma ramificada por **potentes hoces** que recortan muelas alargadas. Profundamente encajadas, llegan a superar los 250 m. de desnivel, presentan una cornisa marcada y vertientes generalmente regladas, empinadas hasta un 45 %. Las tres fundamentales son las del valle del Manadero, la del Aº del Tejo y la del Aº del Portillo, la más curiosa pues es seguida por distintos tramos fluviales, careciendo de unidad hidrográfica.

⁶ pág 364 inf., 34 sup. 2. 1880-82. CASTEL, C. Descripción física, geognóstica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara. Bol. Com. Mapa Geol. España, 7: 334 - 395.

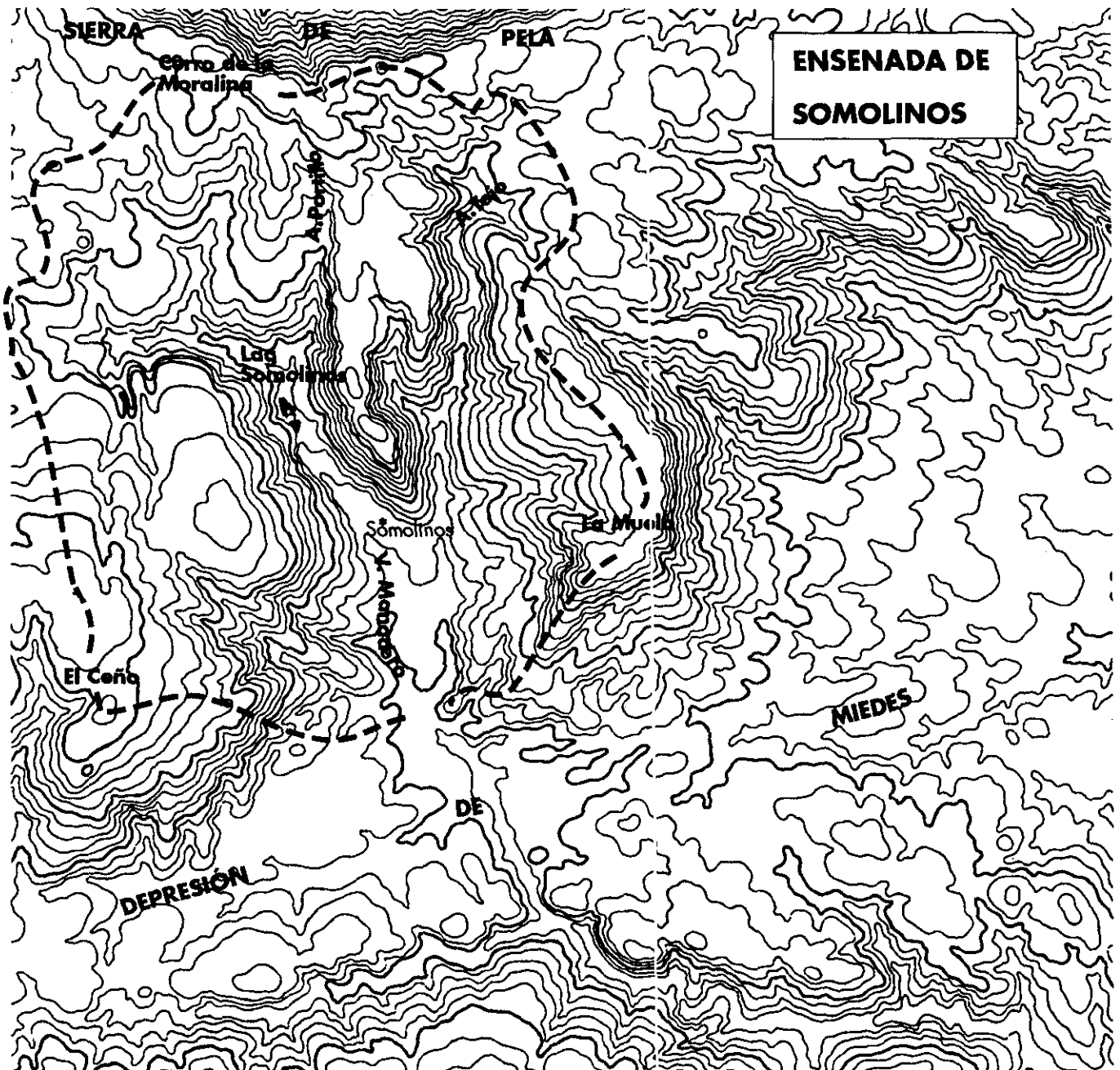


Fig. 19 Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales

Arroyo del Portillo: MTN.

Arroyo del Tejo: MTN.

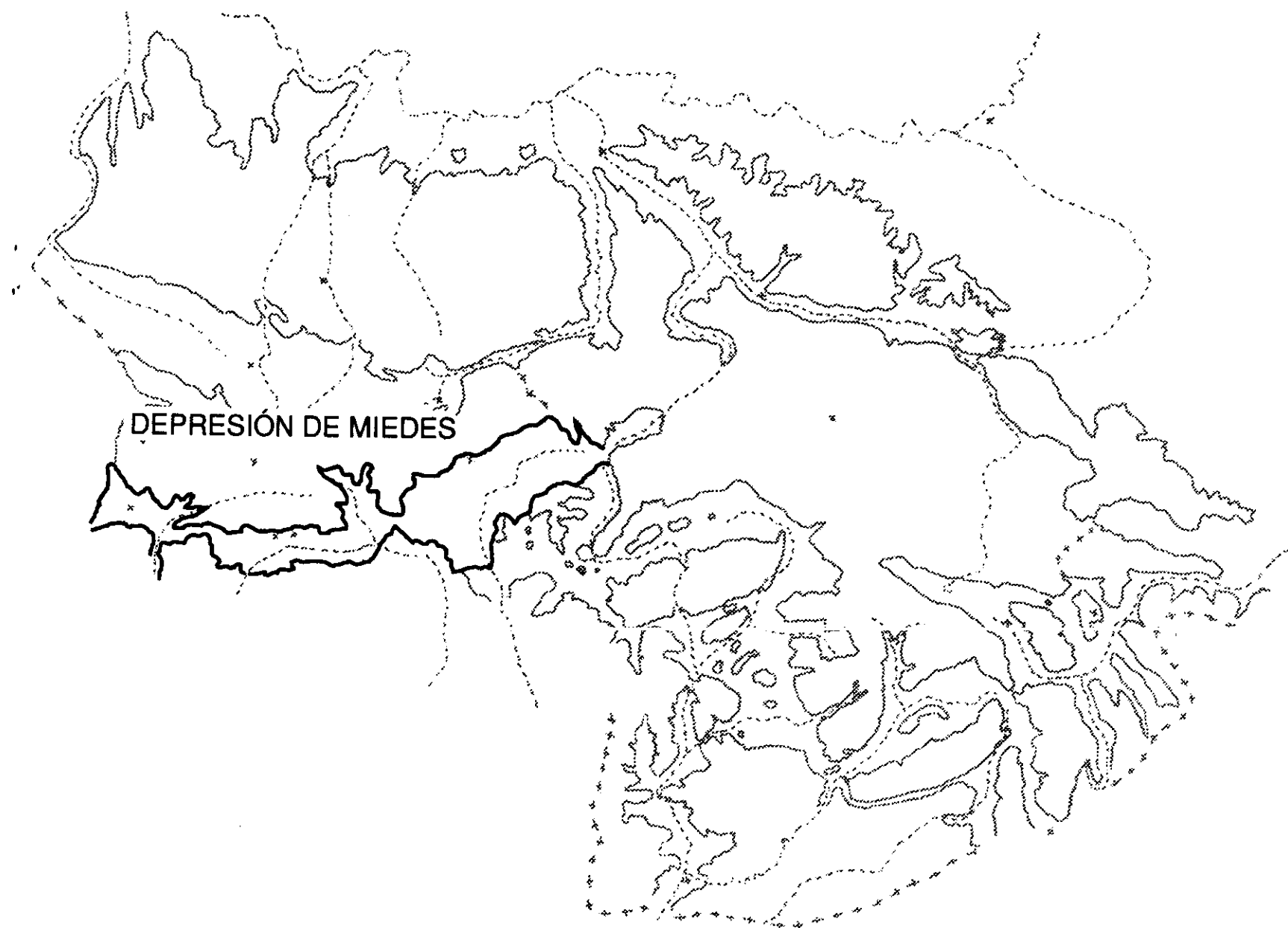
Cocinillas: Serrano Belinchón, 1985.

El Ceño: MTN

La Muela: MTN.

Laguna de Somolinos: MTN y referencias anteriores

Valle de Manadero: MTN



La Depresión de Miedes en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.4. La Depresión de Miedes (fig. 21-23)

Entre las alineaciones de Ayllón y Pela al Norte y la de Alto Rey al Sur se extiende una **larga depresión**, claramente marcada en el terreno, que, por su disposición acorde con el eje del Sistema Central, puede ser calificada de **longitudinal**.

Sin embargo no alcanza la nitidez de otras áreas deprimidas del Sistema Central debido a los siguientes motivos:

- no posee unidad desde el punto de vista hidrográfico, al estar compartimentada en tres cuencas: la del Sorbe al Oeste, la Bornova al Centro y la de Cañamares al Este, que drenan transversalmente la depresión. Cada una de ellas posee unos 10 Km. de longitud, sumando en total 34 Km.
- existe una marcada incurvación en el trazado: se diferencia un primer sector de dirección W-E y otro segundo en que la dirección se torna NE.
- la depresión es estrecha: la máxima anchura es de 3 Km. y en ocasiones se angosta hasta sólo 1 Km.

La percepción visual del conjunto de la Depresión sólo se logra desde contadas posiciones, como las inmediaciones del collado de San Antón. Pero en cualquier caso la **continuidad del área deprimida** es innegable y justifica la consideración como una unidad de relieve.

Aunque ya Palacios reconoce "una depresión, desde cerca de Galve hasta las inmediaciones de Atienza", que habría que prolongar por el Oeste incluyendo la depresión del Sorbe, no se la designa bajo ninguna **denominación** global. Dada su importancia, así como su orientación general W- E, paralela al relieve serrano y su posición intermedia entre los ejes orográficos de este sector del Sistema Central, podría-

mos referirnos a ella como Depresión de Miedes o Depresión Longitudinal Media.

Respecto a la altitud se observa un **progresivo descenso hacia el Este**: si consideramos el fondo de los tres tramos indicados, podemos señalar los valores hipsométricos de referencia de 1300 m. para la depresión del Sorbe; 1200 m. para el Bornova y 1100 m. para el Cañamares.

El límite occidental está cerrado por los contrafuertes de la Sierra de Ayllón, pero por su extremo oriental enlaza con un rosario de depresiones, que con más o menos continuidad secciona totalmente la Paramera (Cinturón central de Atienza-Sigüenza).

Los **fondos de las depresiones son movidos** y únicamente al Este, en la Depresión de Cañamares, existen dos verdaderas llanuras de 4 Km. de longitud cada una, conocidas respectivamente, como Llano del Salmoral y Llano de las Pozas.

Un rasgo clave en la configuración de estas depresiones es la **baja cota de los collados de enlace** de las sucesivas depresiones secundarias, que se establecen en las siguientes alturas relativas (sobre el fondo del valle indicado en primer término):

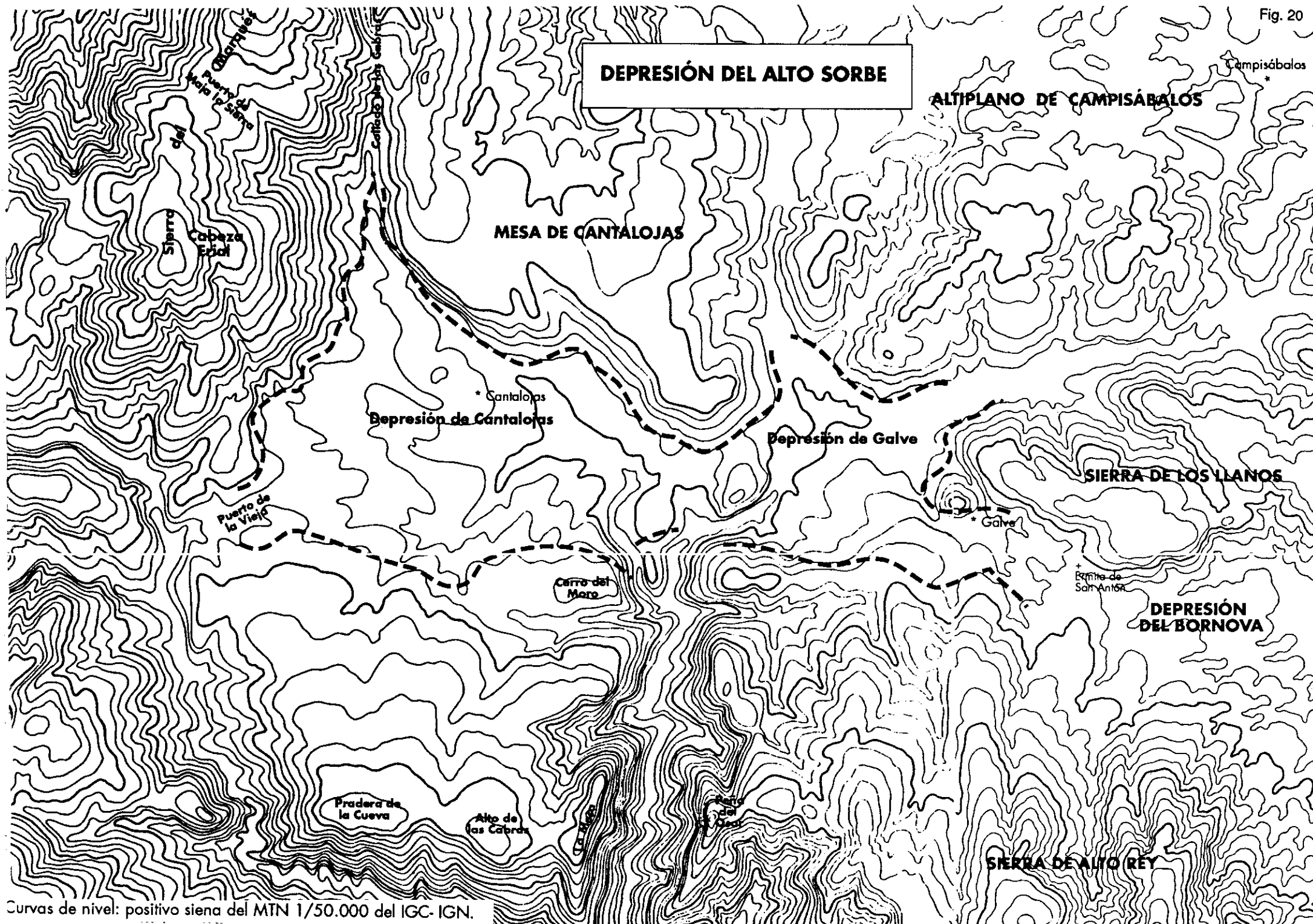
- a + 70 m. la del Sorbe / Lilas
- a + 80 m. la del Sorbe/ Bornova (Ermita de San Antón)
- a + 30 m. la del Bornova/ Cañamares
- a + 60 m. la del Cañamares/ Escalote
- a + 60 m. la del Cañamares/ Alcolea

Resulta significativo que, en cada caso, la altitud relativa de los collados sea mucho mayor respecto a los valles al Este, que respecto a los que se encuentran al Oeste. Así, el collado del Sorbe- Bornova se encuentra a +200 m.sobre el fondo del valle del Bornova, frente a los 80 m. señalados sobre el del Sorbe y el del Bornova

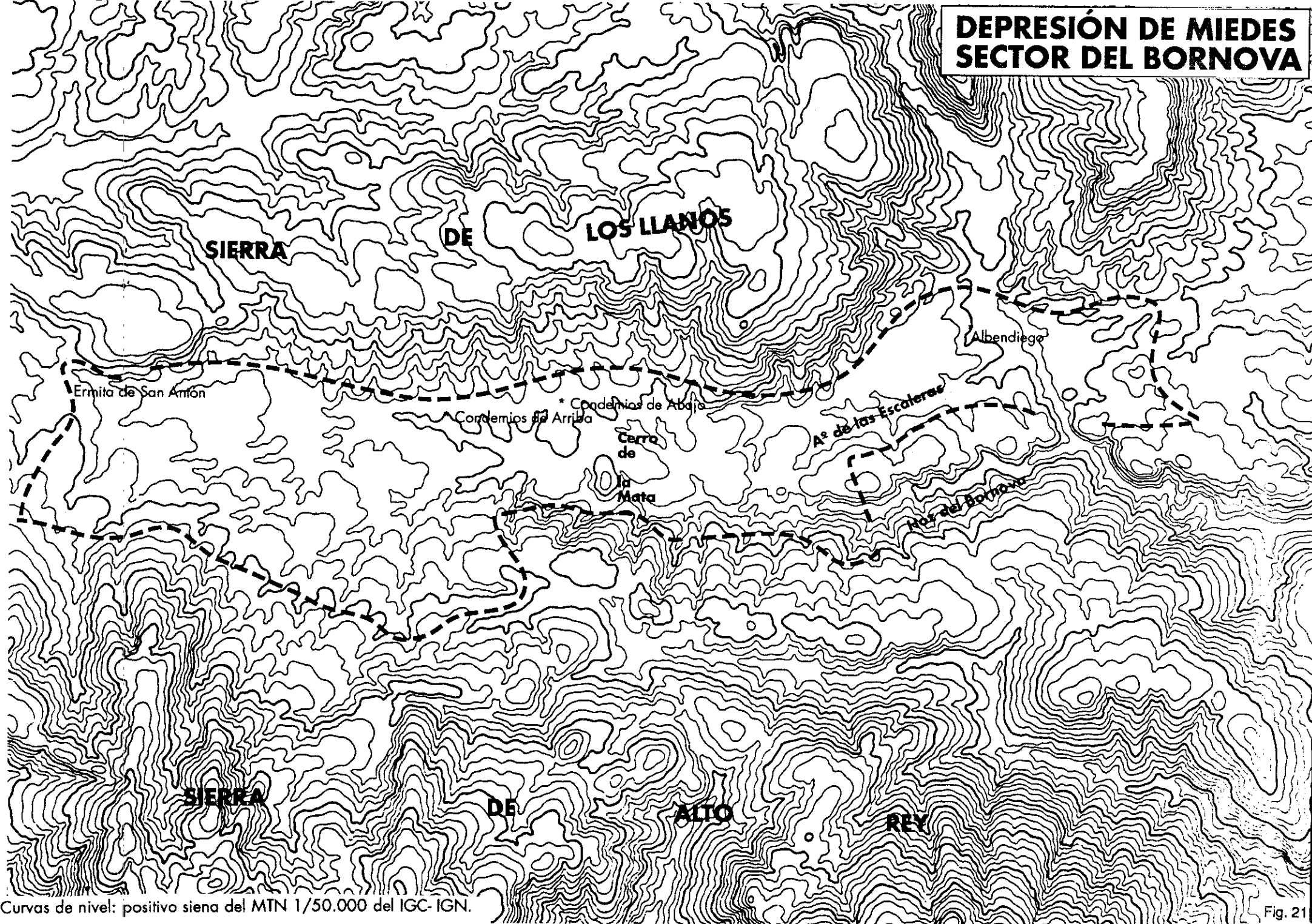
Cañamares a + 130 m. sobre el fondo del Cañamares, en lugar de los 30 m. a los que se hizo referencia, etc... Esto implica en definitiva un descenso general y continuado hacia el Este.

Dentro de cada una de las tres depresiones se pueden distinguir, a su vez, **dos subsectores, occidental y oriental**, de dimensiones semejantes (unos 3 Km.):

- en el Sorbe: (fig. 20)
 - la de Cantalojas, de planta triangular al Oeste;
 - la de Galve, con cuatro puntas al Este;
- en el Bornova: (fig. 21)
 - el tramo alto, aguas arriba del Cerro de La Mata, de menor pendiente, con el Bornova centrado;
 - el tramo bajo, con el Bornova desplazado hacia el margen Sur en un valle estrecho y encajado, (Hoz del Bornova) quedando el central más amplio, surcado por el curso menor del A^º de las Escaleras;
- en el Cañamares: (fig. 22)
 - sector occidental, con drenaje hacia el SE;
 - sector oriental, con drenaje hacia el SW, convergente con el anterior.



DEPRESIÓN DE MIEDES SECTOR DEL BORNOVA



Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC-IGN.

VALLE DEL ALTO CAÑAMARES

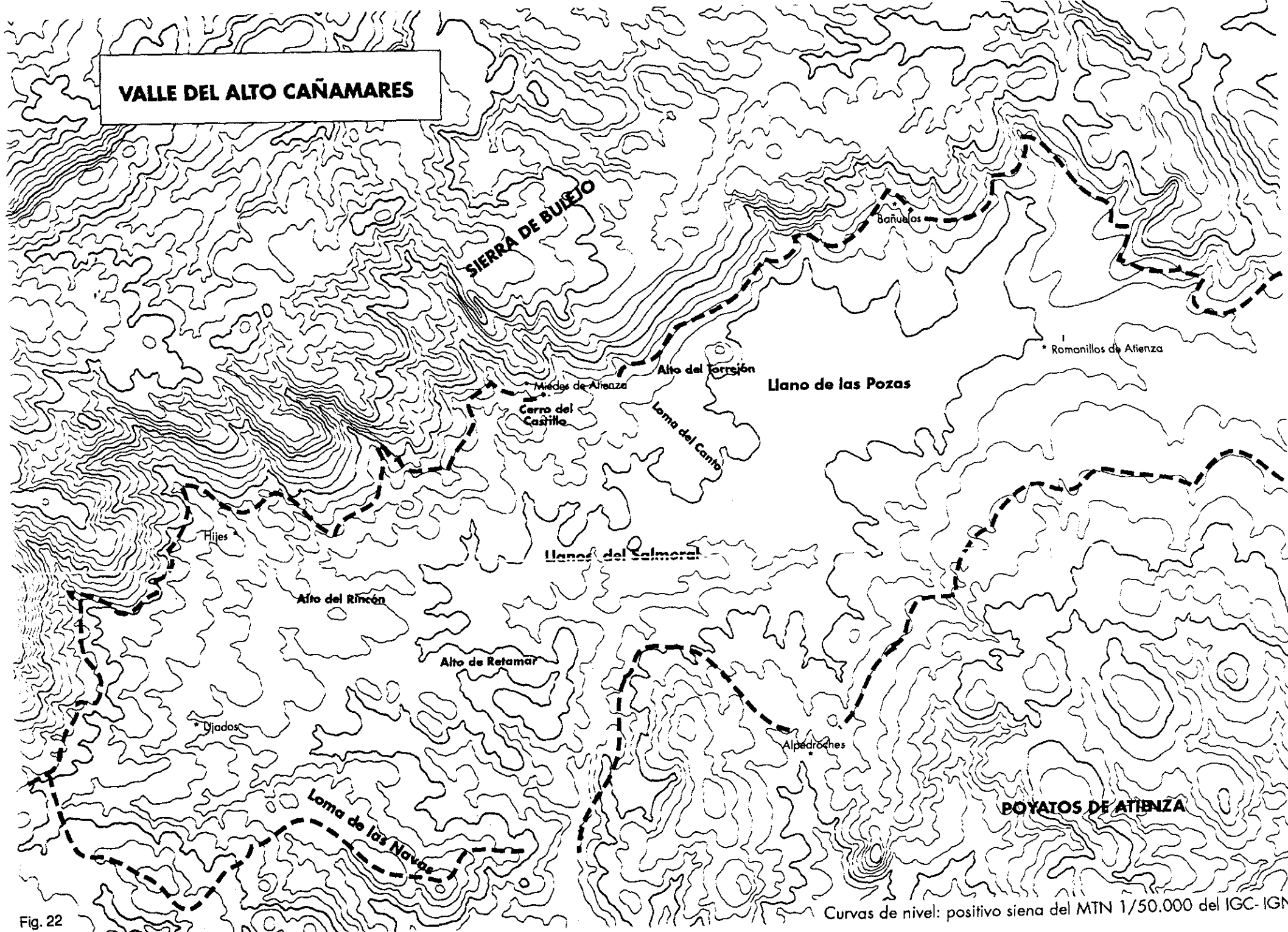


Fig. 22

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

Depresión del alto Sorbe:

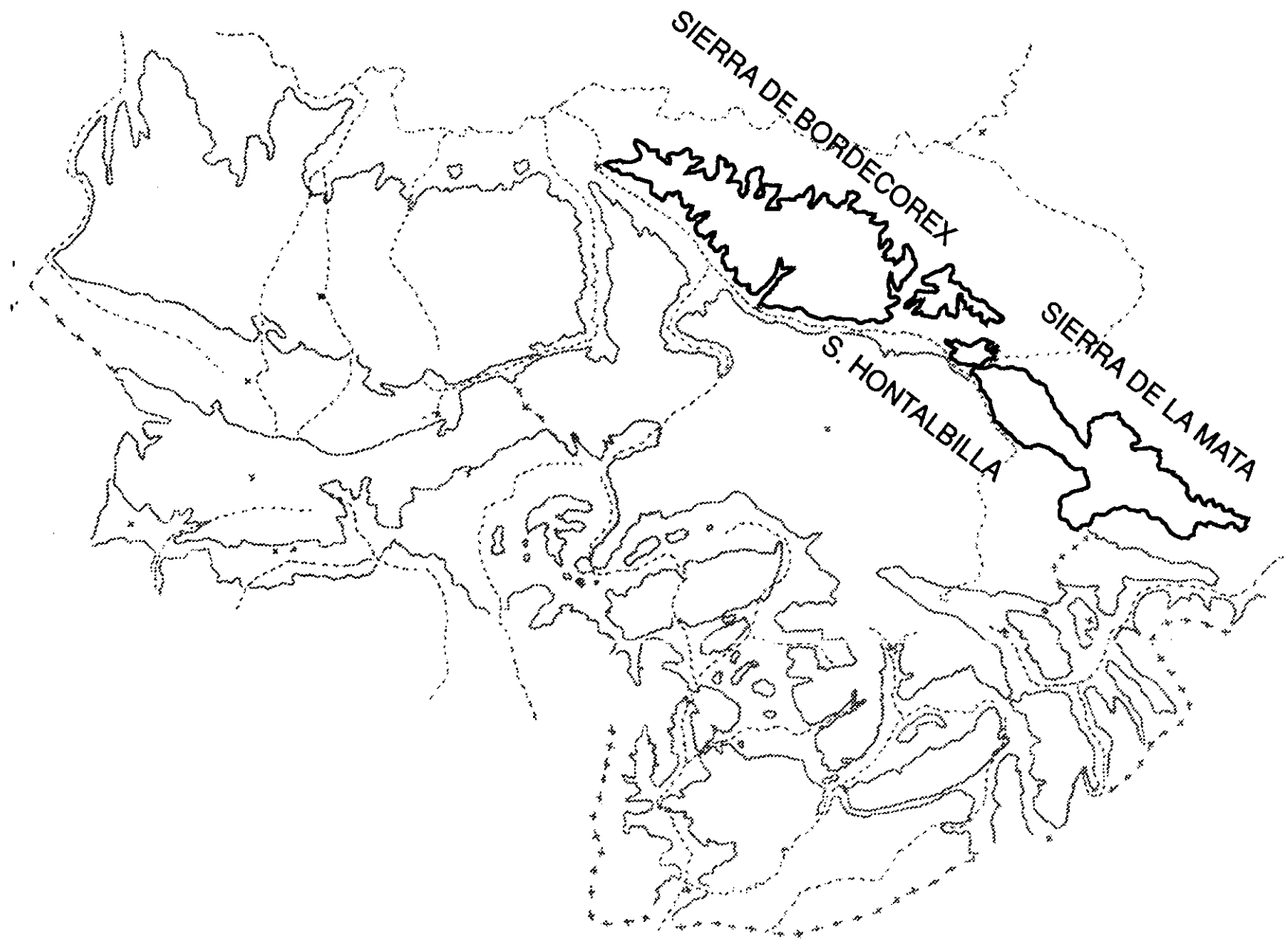
- Alto de Pradera de la Cueva, MTN.
- Cerro del Moro, MTN, también Alto de las Coronillas, MTN.
- Collado de las Cabras.
- Puerto de Maja la Sierra, en Coello-Segovia, no aparece en MTN.
- Puerto de la Vieja, identificado según referencias de Madoz, no figura ni en Coello, ni en MTN.
- Valle de Galve, expresión utilizada por A. López Gómez, 1963 para referirse al sector oriental, próximo al núcleo de población.

Depresión del Alto Bornova:

- Cerro de la Mata, MTN.

Depresión del Alto Cañamares:

- Alto del Retamar, MTN.
- Alto del Rincón, MTN.
- Alto del Torrejón, MTN.
- Cerro del Castillo, MTN.
- Llano de las Pozas, MTN
- Llanos del Salmoral, MTN.
- Loma del Canto, MTN.
- Valle de Miedes, expresión utilizada por A. López Gómez, 1963, para referirse al valle presidido por el núcleo de población. La expresión Depresión de Miedes se ha utilizado aquí con un valor de referencia más general.



Las Sierras planas del Norte en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.5. Las Sierras de Bordecorex, Hontalbilla y La Mata

El extremo septentrional de la Paramera está formado en este sector por un **cinturón de relieves tabulares** que enlazan directamente con los valles del Duero y del Morón de la depresión de Almazán. Como en casos análogos, el relieve se presenta de un forma brusca y nítida, rompiendo el horizonte de las depresiones circundantes.

Estos relieves se alargan en una banda de unos 50 Km. de longitud con dirección global NW, diferenciándose claramente **tres unidades orográficas**:

- la Sierra de Bordecorex, de 22 Km., dirección NW y culminación a 1130 m.
- la Sierra de Hontalbilla, de 8 Km., dirección W-E, culminación a 1150 m.
- la Sierra de La Mata, de 20 Km., dirección NW y culminación a 1160 m.

Los términos de Sierra de Bordecorex, su equivalente el de Sierra de Barca (que utiliza Schwenzner) así como el de Sierra de Hontalbilla, hacen referencia a núcleos de población.

El rasgo más destacado de este conjunto es la **planitud de cumbres** (fig. 23-24): a lo largo de 40 Km. las culminaciones se mantienen entre 1120 y 1160 m., con una pendiente media de un 0,1%. La denominación de “sierras” para estas morfologías tabulares no es rara en España (por ejemplo, la Sierra de Alcubierre), siendo para ello decisivo y suficiente presentar elevación relativa y disposición alargada.

Además de plana la **culminación es estrecha**, a lo sumo 2 a 3 Km. que en los 5 últimos Km. de La Sierra de La Mata se reducen a menos de 1 Km.

Presentan estas sierras además **profundas incisiones** que las tajan hasta el centro, lo cual está en relación con la falta de áreas especialmente abruptas y vigorosas de estas superficies planas por igual. La consecuencia fisiográfica es el aspecto

caprichoso y encajado del relieve que se manifiesta ante todo en el Aº del Val de la Sierra de Bordecorex, en la incisión transversal de la Sierra de Hontalbilla y en el barranco de Radona en la Sierra de La Mata, aprovechado por la línea férrea. La impresión serrana llega a desaparecer por completo en el portillo de Villasayas, entre las sierras de Bordecorex y Hontalbilla, en que el relieve se encuentra totalmente desmembrado y disecado en montículos aislados.

La configuración de las laderas serranas es completamente diferente al SW y al NE:

- al **SW** la pendiente **alargada** y continua de un 30% cae sobre la garganta del Escalote- Torete. Aguas abajo del ensanchamiento de Villasayas, (fot. 20), donde el relieve adquiere el aspecto de cuenca parcialmente cerrada, los escarpes se van haciendo más vigorosos, aunque también un poco menos cerrados, llegando a superar los 150 m. de desnivel.

- en contraste la ladera **NE** es abierta y amplia, (hasta 12 Km.) y **escalonada**, seccionada por arroyos, con su tramo alto de dirección NE, que luego vira al Norte. Queda jalonada además por pequeños cerros y mogotes como la Loma de Torremocha o Cabezo Rebollo en las proximidades del Duero.

Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC-IGN.

SIERRA DE BORDECOREX



PARAMERA DE BARAHONA

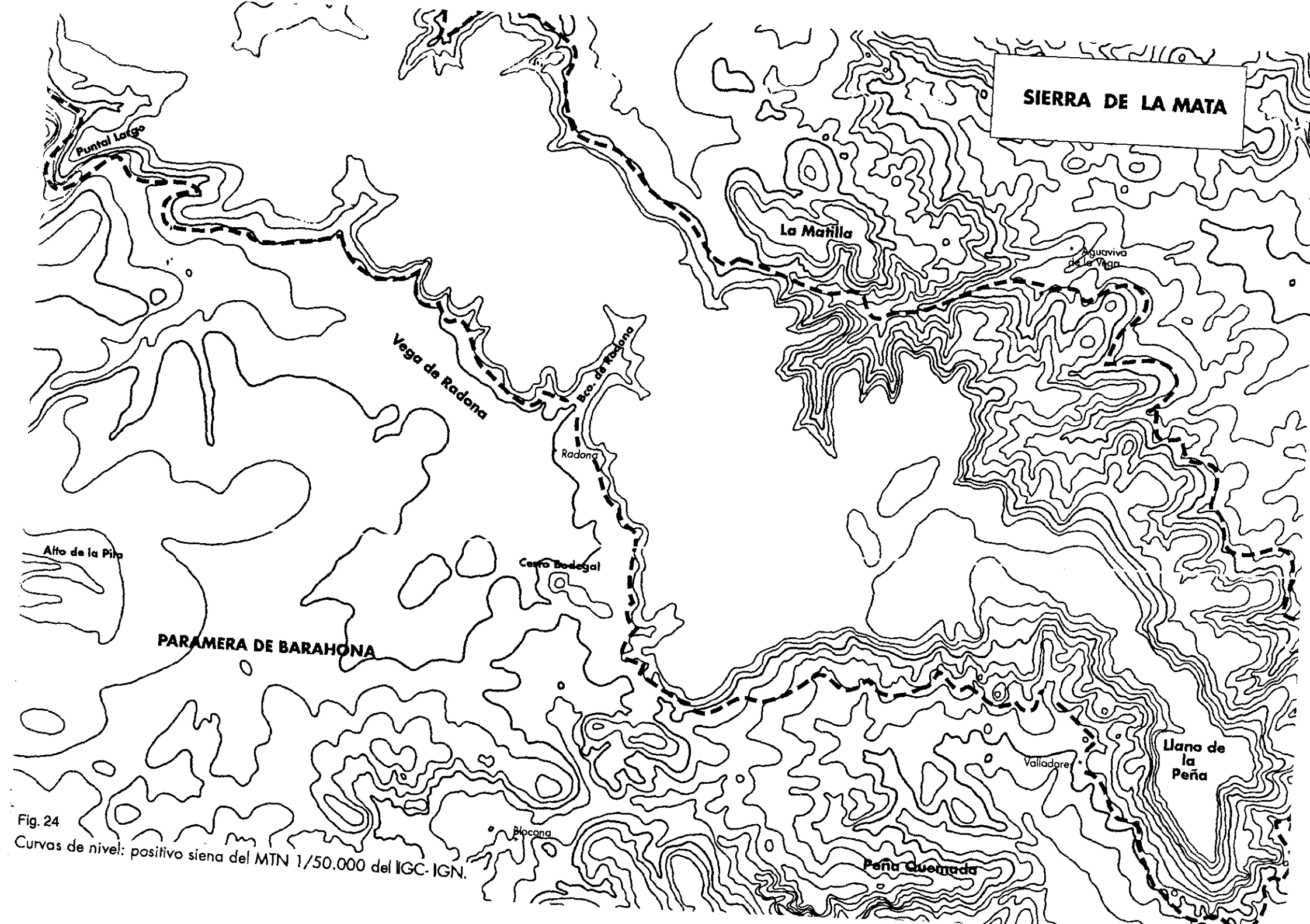
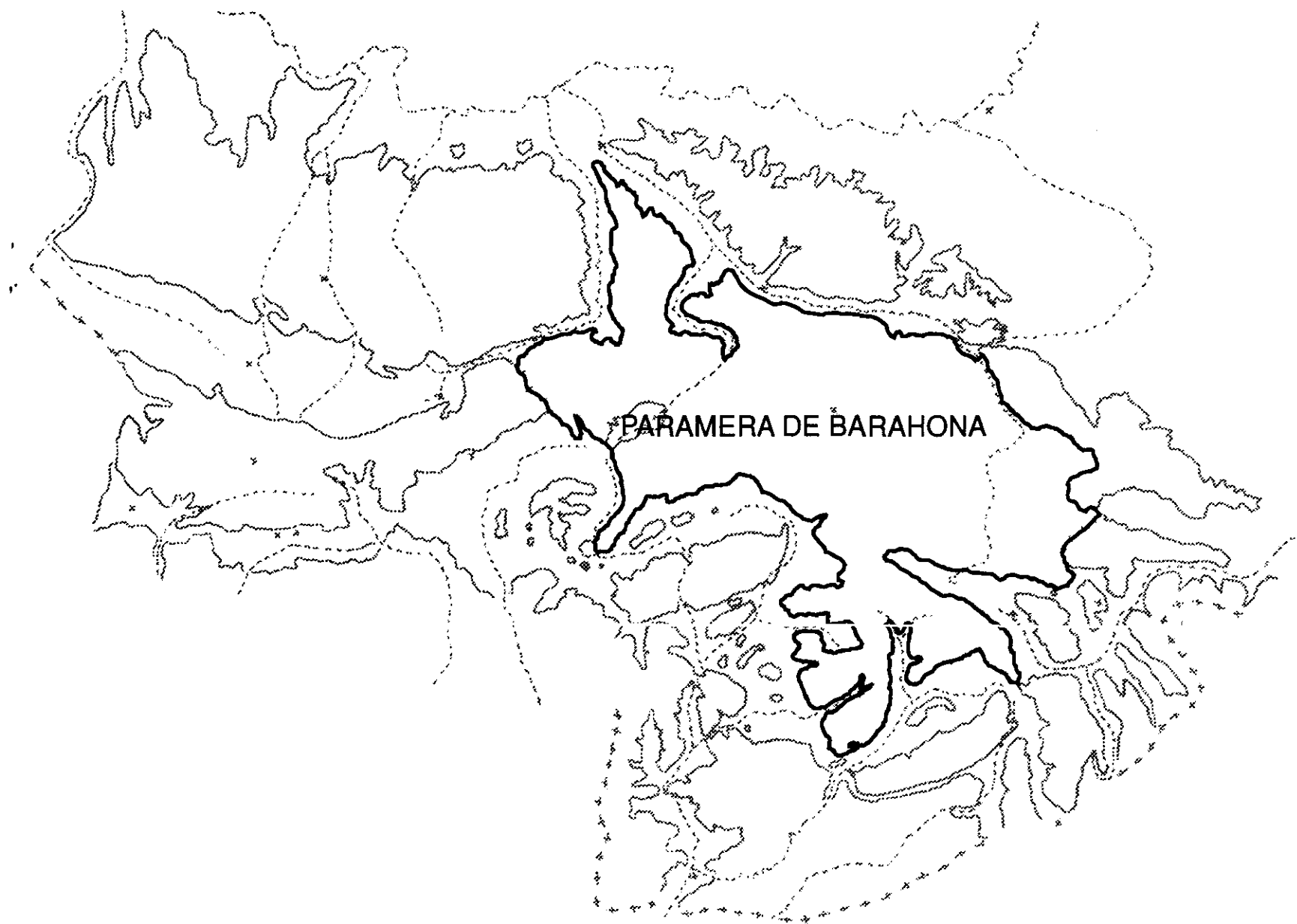


Fig. 24
Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC-IGN.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Alto de la Pila: MTN, desplazado a posición culminante.
- Los Angostillos: MTN.
- Los Barrancos: MTN, desplazado a donde corresponde morfológicamente y además figura "tainas de los Barrancos".
- Cerro Bodegal: MTN.
- Los Llanillos, MTN.
- El Otero: aparece en Coello-Soria al Sur del río Torete, en vez de al Norte. En MTN figura vértice Lutero (corrupción de El Otero) y Monte de Bordecorex (el término monte tiene como referencia la vegetación).
- Portillo de Villasayas: en Coello-Soria, no en MTN, donde si aparece el "camino del Llano del Portillo".
- Punta Largo: MTN, desplazado para designar morfología correspondiente.
- Sierra de Bordecorex: en Coello-Soria, "Sierra de Bordecotes". Schwenzner lo denomina Sierra de Barca, por referencia a localidad.
- Sierra de Hontalbilla: en Coello-Soria. No en MTN.
- Sierra de La Mata: en Tomás López 1783. En MTN sólo como vértice Mata.
- La Vega (de Radona): designación propia a partir de La Vega (MTN) y localidad.



La Paramera de Barahona en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.6. La Paramera de Barahona

En el relieve de esta unidad están representados los caracteres morfológicos esenciales de la Paramera de Sigüenza: se trata de una amplia superficie **elevada** (por encima de 1100 m.), en posición **culminante** constituyendo la triple divisoria del Duero, Tajo y Ebro. Aunque las altitudes relativas no superan los 150 m., los planos tendidos suavemente, las alineaciones menores y las leves incisiones de valles que drenan al exterior conforman en definitiva un relieve **aplanado, pero algo movido**. (fig. 25-27)

No hemos encontrado denominación específica para el área así definida, por lo que adoptamos la de la localidad de Barahona.

La Paramera de Barahona adquiere una configuración muy diferente según la posición desde la que se la considere: desde el Cinturón de Atienza-Sigüenza, se presenta como un altiplano elevado (Los Altos de Barahona); desde la Paramera de Medinaceli aparece como un relieve moderado, con una mínima diferenciación entre valles y divisorias; desde la Sierra de Pela y Bulejo es una manifestación de llanura baja; desde la culminación de las sierras planas del Norte es una prolongación algo irregular de la planicie perfecta.

En definitiva se puede considerar a la Paramera de Barahona como un área extraordinariamente plana, pero sin alcanzar el grado de las Sierras septentrionales: un área elevada, pero sin alcanzar la envergadura serrana de las alineaciones más occidentales de Pela y Bulejo; un área algo movida, sin alcanzar la complejidad de la Paramera de Medinaceli.

De todas formas, existe variedad espacial dentro del conjunto de la Paramera. Así se pueden diferenciar una serie de sectores con personalidad morfológica pro-

pia, que cabe estructurar en tres unidades centrales y otras tres periféricas:

El elemento morfológico más significativo es el relieve extraordinariamente plano, la **amplia planicie**, que se desarrolla en torno a la localidad de Barahona y que puede designarse como **Llano de Barahona**. Es la superficie de horizontes más dilatados de toda la Paramera de Sigüenza. Desciende mínimamente hacia el Norte, hasta quedar cerrada por una pequeña contrapendiente que determina la formación de dos grandes y aplanadas hoyas: la de la Laguna del Ojo al Oeste y la de Hoyo Morón al Este (fot. 23).

Un segundo elemento orográfico vertebrador es el **espinazo central** algo más elevado que el resto (1180- 1200 m.), pero igualmente aplanado y masivo, que se extiende con continuidad diagonal desde el Cerro de San Jorge al NW, los Altos de Barahona, por Torrellana, la Loma del Cerrajón y Cerro Navajo, hasta enlazar con Sierra Ministra al SE. Constituye la divisoria hidrográfica fundamental entre las cuencas del Duero, Tajo y Ebro. El punto de convergencia de las tres cuencas se encuentra en una culminación plana y poco significativa próxima al Cerro Navajos.

Al **Este**, desde Romanillos hasta las inmediaciones de la Paramera de Medinaceli, se extiende un área algo más movida, que, aunque **de relieve suave y poco marcado**, presenta unidades morfológicas menores y horizontes limitados y definidos, en contraste con la apertura de horizontes de la zona central.

En las zonas marginales la Paramera de Barahona adquiere una configuración variada:

Hacia el **Norte** y en el contacto con las hoces del Escalote, del Torete y de sus afluentes, la planitud de la zona central adquiere una configuración de **morfografía tabular** casi geométrica, muy similar a la de las vecinas sierras de Bordecorex

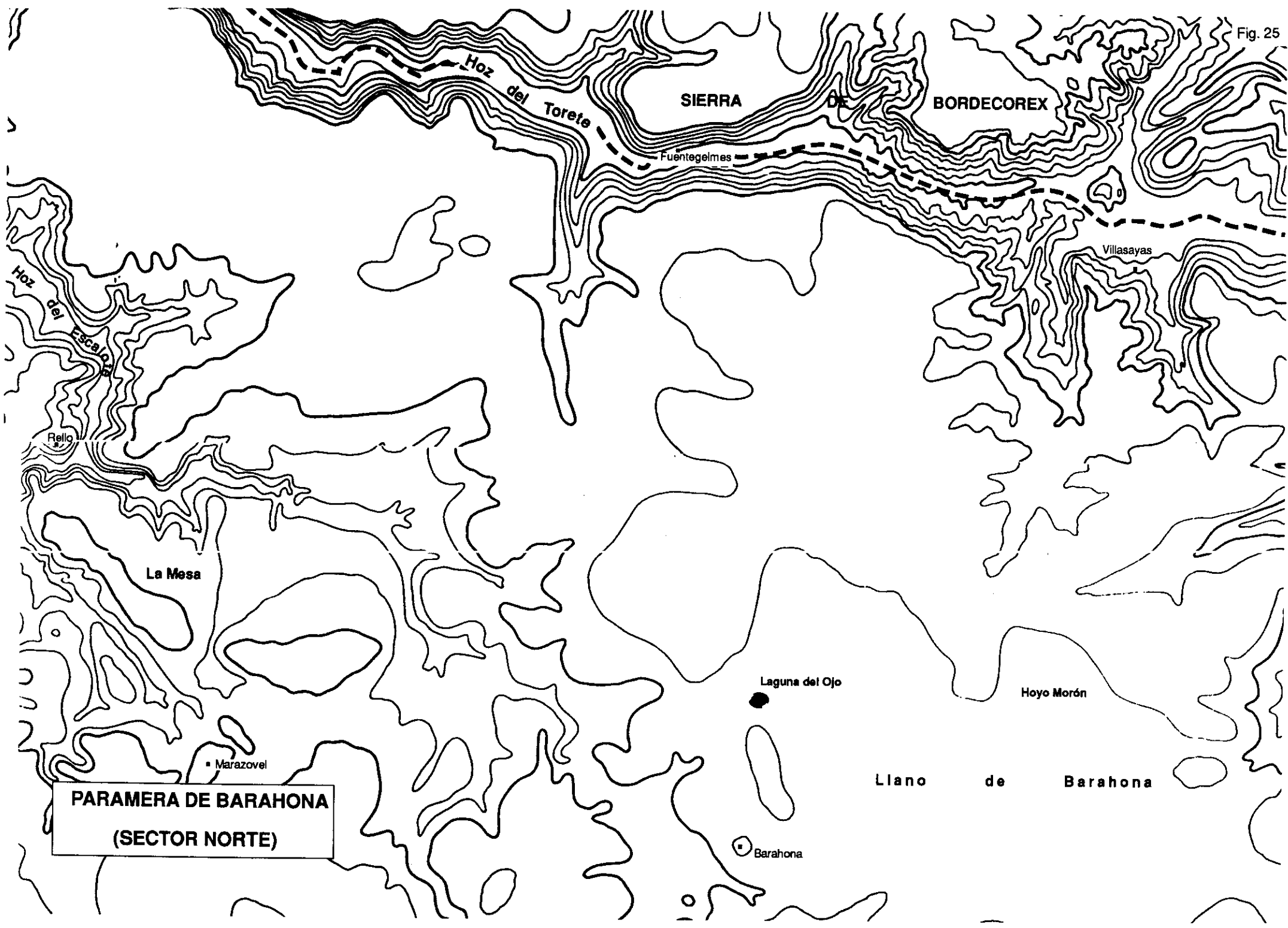
y La Mata.

Al Sur la paramera adquiere una configuración de **meseta** que termina en un **escarpe marcado** hacia el rosario de depresiones de Atienza- Sigüenza. Cuando coincide con el borde del espino central, el escarpe presenta un aspecto rectilíneo y nítido, como en las Cuestas de Paredes, pero en otras situaciones el contorno es muy recortado, siguiendo los valles que penetran en el seno de la Paramera (Butrón, Salado, Valderas, Alboreca), lo que delimita mesas y muelas, en ocasiones estranguladas, como ocurre en la Sierra de Pila y en el Cerro de Valdealmendras.

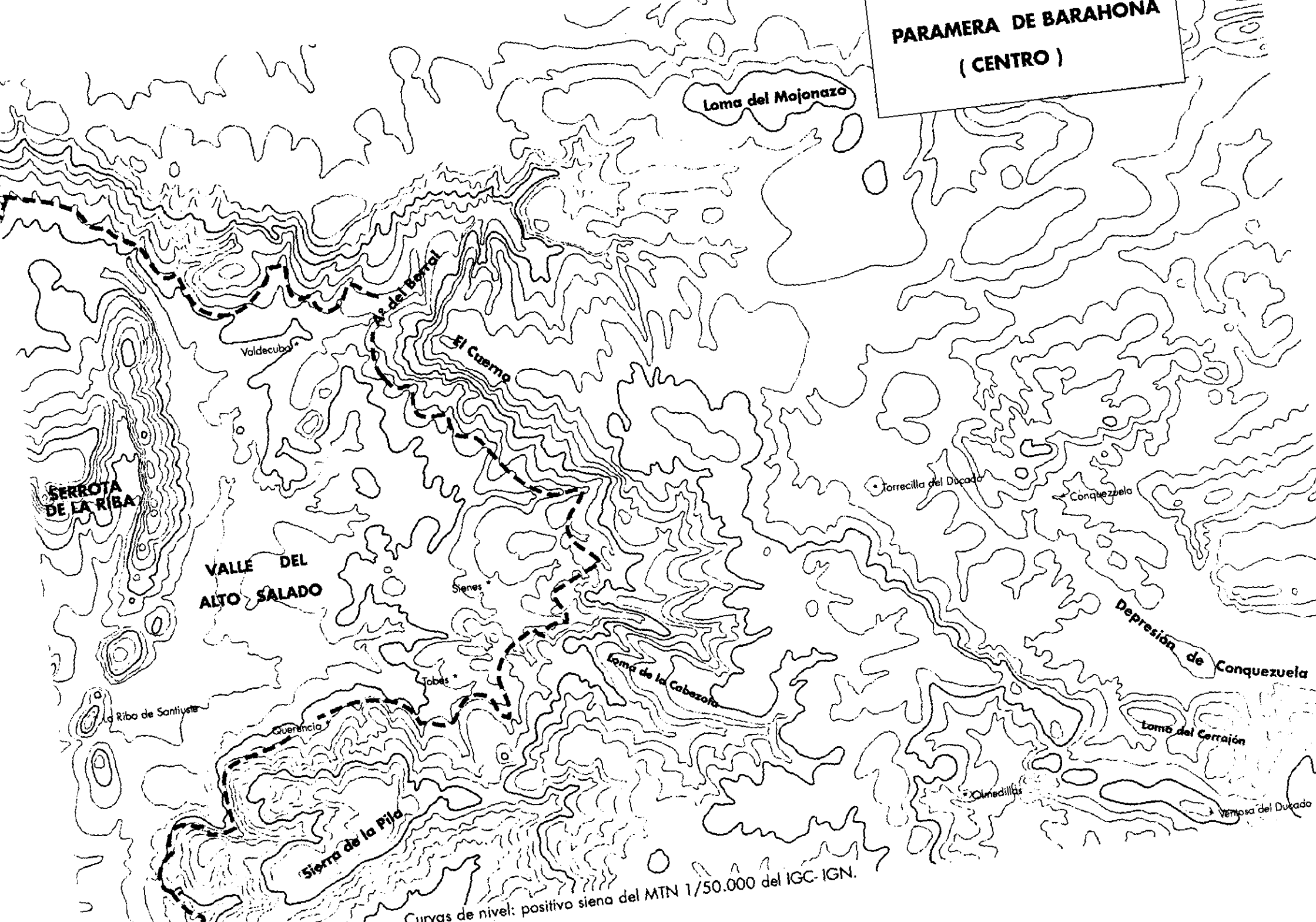
Finalmente en el **extremo SE** se abren dos **depresiones**: la de Conquezuela y la de Ventosa del Ducado.

La Depresión de Conquezuela se extiende desde Torrecilla hasta Miño, y se bifurca después, por una parte hasta Ambrona y Torralba y por otra hasta el cerro Villanueva en dirección a Medinaceli. Presenta una configuración bien diferente al Norte y al Sur del Cerro de la Ribilla (cerca de Ambrona): al Norte el fondo es ancho y plano, donde se albergaban antiguas lagunas, como la de Conquezuela, hoy desecada y puesta en cultivo, y otras menores, además de la de la Sima, todavía funcional. Al Sur del mencionado cerro, en el extremo sudoriental, el relieve es mucho más movido, con una serie de replanos inclinados hacia el eje del Arroyo de la Mentirrosa, constituyendo así el tránsito a los relieves más diferenciados de la Paramera de Medinaceli. *Falto de una designación global, conviene designar esta nítida cuenca como* **Depresión de Conquezuela**.

El valle de Ventosa del Ducado y Olmedillas es paralelo al anterior, pero de dimensiones más reducidas. Presenta en su interior una elevación prominente de aspecto subtabular, donde se localiza la propia localidad de Ventosa (fot. 25).



**PARAMERA DE BARAHONA
(CENTRO)**



Curvas de nivel: positivo sieno del MTN 1/50.000 del IGC-IGN.

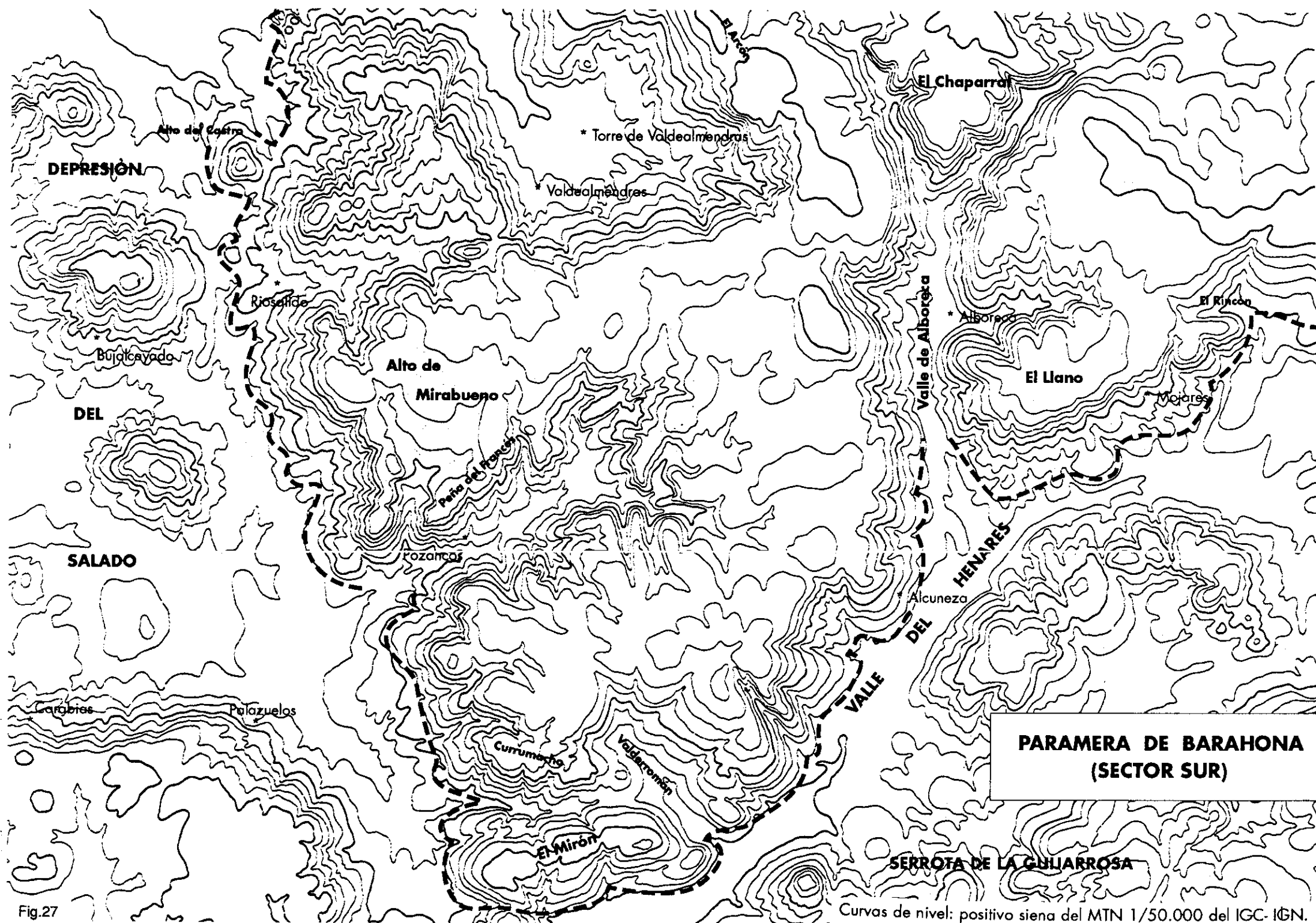
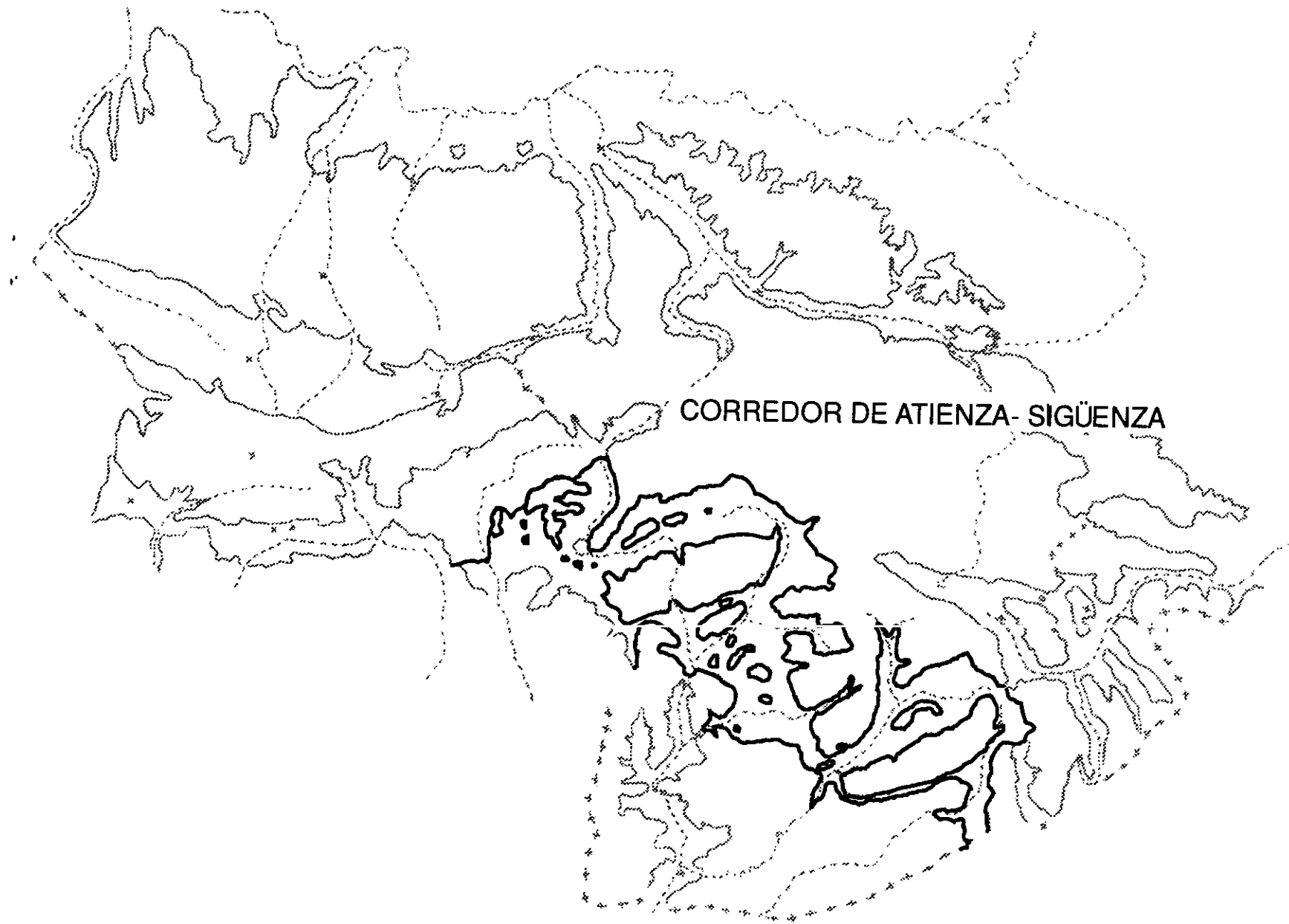


Fig.27

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- El Arcón: MTN.
- Alto del Castro: MTN.
- Altos de Barahona: MTN, figura ya en Tomás López, 1783.
- Alto de Mirabueno: MTN.
- Atalaya: MTN.
- El Cuerno: citado en Madoz. En Coello-Soria, al Norte del Aº del Berral.
- Cuesta de Paredes: MTN, también en Coello-Soria.
- Depresión de Conquezuela: topónimo creado por referencia a laguna y ésta a partir de población fundamental.
- Currumacho: MTN.
- El Chaparral: MTN.
- Hoyo Morón: MTN
- Hoz del Escalote: topónimo formado por referencia al río.
- Hoz del Torete: topónimos formado por referencia a río. Río también llamado Bordecorex.
- Laguna del Ojo: MTN
- Loma de La Cabezota: MTN.
- Loma del Cerrajón: MTN.
- El Llano: MTN.
- La Mesa: MTN.
- Monte de la Trampa: en Coello-Soria. En MTN, Barranco de la Trampa.
- Peña del Francés: MTN.
- Riba Mediana: cambio ortográfico del MTN (Riva Mediana).
- El Rincón: MTN.
- Sierra de La Pila: MTN.



CORREDOR DE ATIENZA- SIGÜENZA

1.3.7. El "cinturón" de Atienza-Sigüenza

Alargado entre la Paramera de Barahona al Norte y la Paramera de Baidés al Sur, se extiende un **cíngulo** de relieve variado, que definimos de forma negativa por **no ser paramera**, y cuyos componentes fundamentales son:

- **valles planos y alargados**, enlazados por sus extremos a modo de rosario o cadena, y muy compartimentados desde el punto de vista hidrográfico;
- **muelas, serrezuelas redondeadas** en mayor o menor grado, que salpican frecuentemente los valles anteriores a modo de islas;
- **serrotas alargadas**, muchas veces con una nítida y prolongada orientación, que ocupan una posición marginal.

Las altitudes relativas no son excesivas (150 - 200 m.), pero el **relieve, muy fragmentado y compartimentado**, resulta movido. Las culminaciones, con una notable uniformidad, se sitúan a cotas similares a las de las vecinas parameras (1050 - 1200 m.).

El área así definida tiene forma irregular, en base a tres triángulos unidos por el vértice, donde se localizan precisamente los núcleos de Atienza y Sigüenza.

No hemos encontrado ninguna denominación específica para este área, a la que podríamos referirnos como: "cinturón de Atienza- Sigüenza", cuyas morfologías características consideramos ahora sucesivamente.

1.3.7.1. Las depresiones del "cinturón" de Atienza-Sigüenza. (fig. 28-32).

Una serie alargada de depresiones (65 Km. aprox.) con un peculiar **trazado en zig-zag** diseca y corta la Paramera de Sigüenza; está integrada por los seis tramos siguientes:

- El estrecho **valle de Bochones** (fig. 28) está drenado por el curso alto del río Alcolea (20º E), de 8 Km. de longitud. En sus extremos presenta un modelado peculiar, ya que en cabecera enlaza por un doble collado poco pronunciado con el Escalote y Cañamares y sin embargo el tramo final se perfila estrecho y encajado en una corta, pero pronunciada hoz.

- El **valle de Los Prados** (fig. 28) se extiende en quiebro brusco hacia el NE. No presenta unidad, diferenciándose tres depresiones nítidamente definidas: en el sector occidental una serie de relieves dispuestos longitudinalmente permite distinguir al Norte la **Depresión de Madrigal**, que alberjaba, según Castel, una laguna de salubridad perniciososa (Castel 1880-2) y al Sur la **Depresión de Cincovillas**, con un dispositivo longitudinal de drenaje que abandona la depresión por su centro, en la hoz de Alcolea.

En el extremo oriental se individualiza asimismo la **Cuenca de Paredes** perteneciente ya al Valle del Alto Salado, (fig 29) que constituye una depresión de aspecto cerrado, de gran unidad desde el punto de vista paisajístico, donde el curso del Salado abandona la depresión constreñida por los relieves del Sur. En esta cuenca de Paredes también existen referencias de lagunas, que según Castel, desprendían un olor en extremo desagradable (Castel 1880-2).

- El **valle de la Riba** (fig. 29) de alineación 20º E, y 5 Km. de recorrido, es disimétrico, ya que el río Salado que lo drena se encuentra desplazado hacia su sector occidental, hasta que finalmente abandona la depresión lateralmente, encajado entre

montículos, donde se localiza la propia localidad de La Riba y su castillo. En su sector septentrional aparece subdiferenciado el pequeño valle de Valdecubo.

- **El valle del Salado/Vadillo** (NW), (fig. 30), tramo de 15 Km., relativamente ancho, está drenado por afluentes del Salado dispuestos perpendicularmente a la depresión. Se dibuja una malla de valles e interfluvios montuosos muy característica con multitud de collados intermedios poco pronunciados. Los primeros se prolongan en su cabecera de forma lineal y nítida adentrándose en la paramera contigua dando lugar a los valles del Salado de Valdealmendras o de Villacorza, al Valle del Cubillo, al valle de Vaderas y finalmente en sentido longitudinal al valle del Vadillo, todos ellos a modo de prolongaciones de la depresión central.

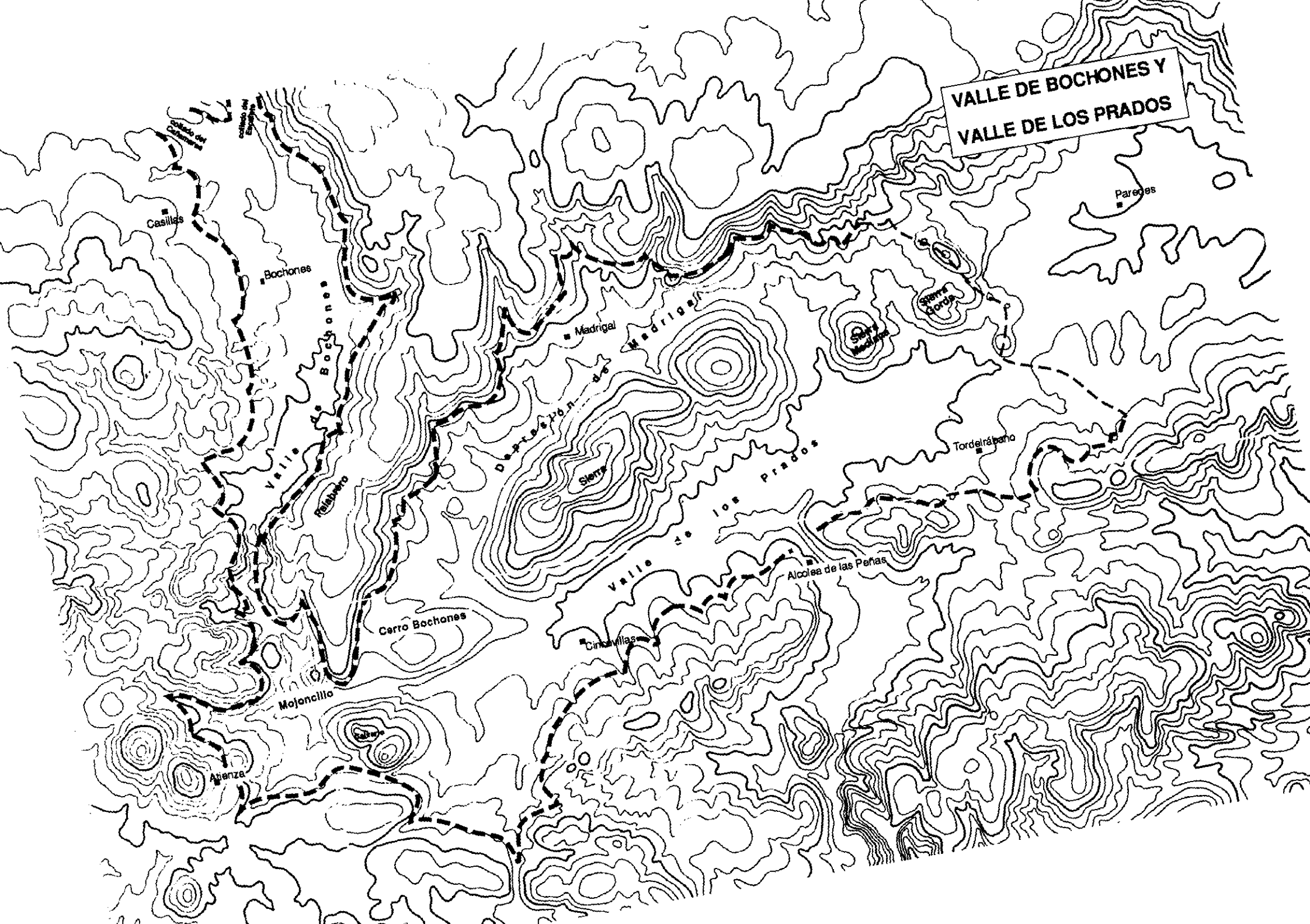
- **La vega del alto Henares** (fig. 31), con 15 Km., recorrida por el propio río, cuenta con un primer tramo de orientación 40º E y otro de 60º E. El Henares nace a cota relativamente baja, en un manantial conocido como "Jardín de Horna".

- **El valle del alto Dulce** (fig. 32) antes de introducirse en las gargantas de la Paramera de Baides, presenta unos 10 Km. en total. Está dividido en dos sectores aguas arriba y abajo de Bujarrabal.

El trazado quebrado impide que este rosario de depresiones pueda ser percibido de forma unitaria. Por el contrario, en el terreno lo que se advierten son los diferentes tramos aislados, y solo un recorrido, o la escala cartográfica, permite concebir la concatenación de depresiones.

Los tramos presentan muy poca pendiente longitudinal (0,5 a 2%) y los **collados intermedios no tienen cotas excesivamente elevadas**. Así:

- el Alcolea/ Escalote y Cañamares + 70 m.
- el Alcolea/ Salado + 30 m. (+ 80 m., inverso).
- el Vadillo/ Henares +110 m. (+ 180 m.)
- el Henares/ Dulce y Jalón (+ 60 m.)



VALLE DE BOCHONES Y
VALLE DE LOS PRADOS

Pareges

Casillas

Bochones

Medrigal

Medrigal

Sierra de los Prados

Sierra de los Prados

Tordelrábano

Sierra de los Prados

Sierra de los Prados

Alcolea de las Peñas

Circuillas

Cerro Bochones

Mojoncillo

Arenza

Fig. 29

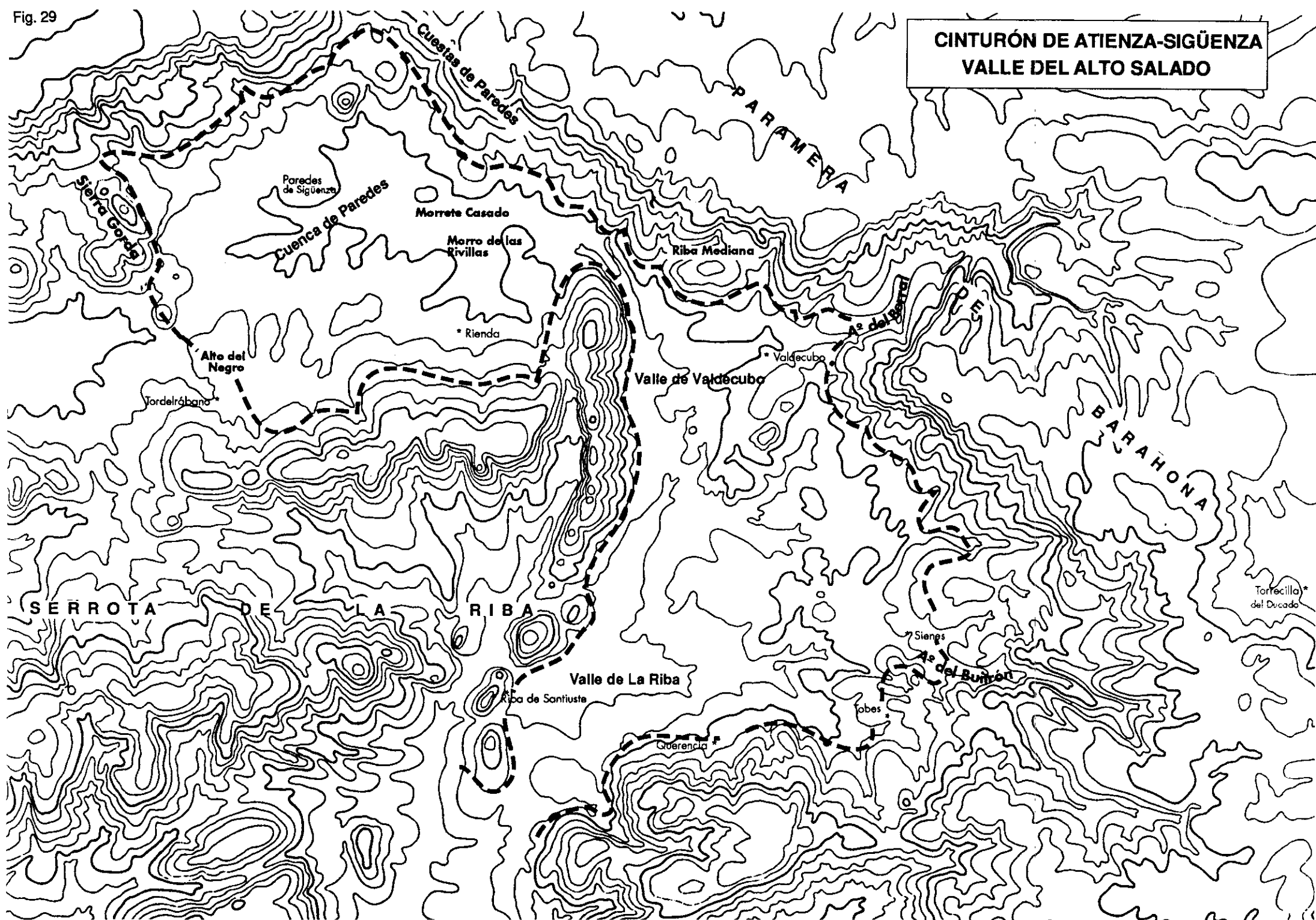
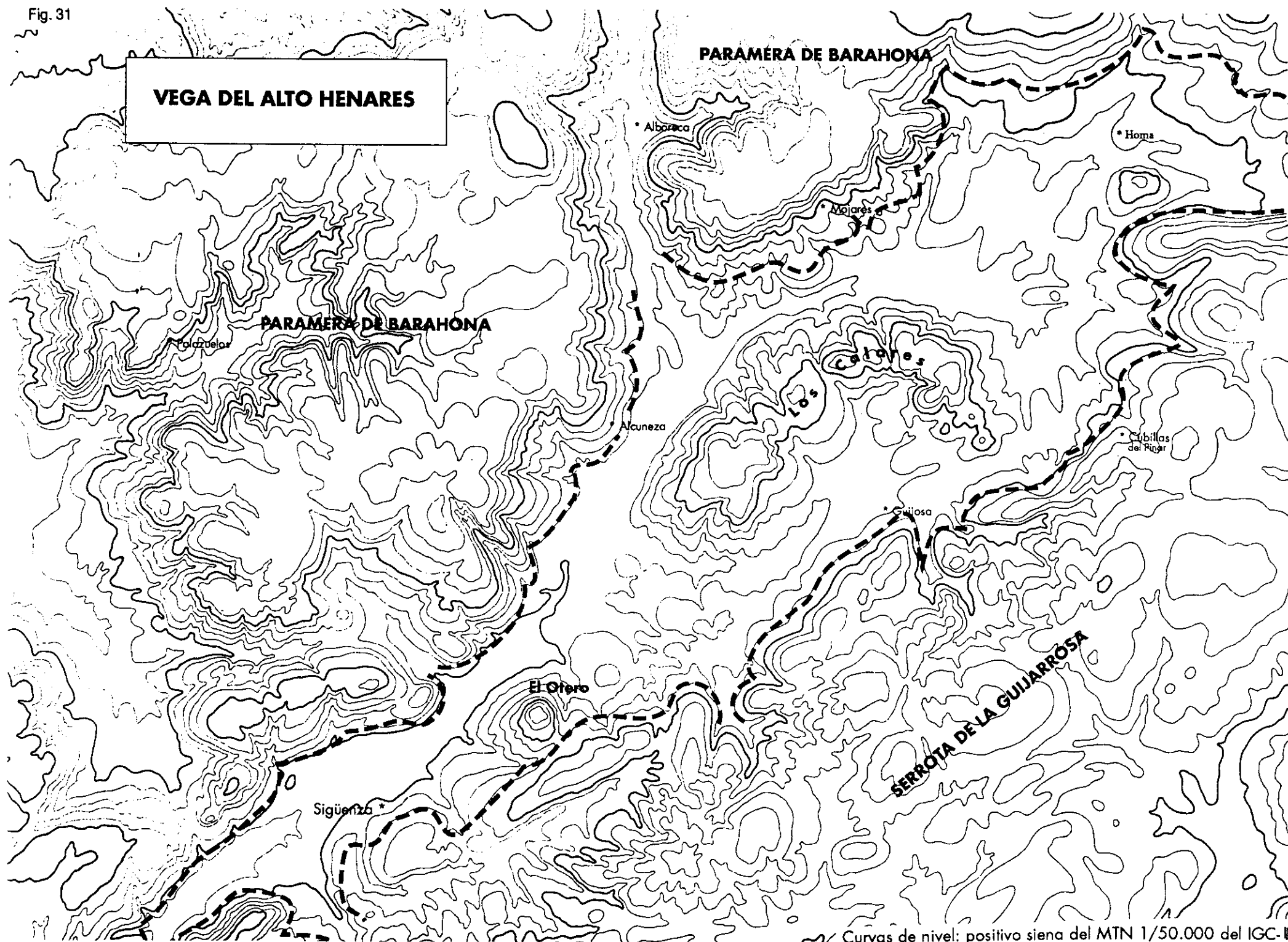




Fig. 31

VEGA DEL ALTO HENARES



CORREDOR CENTRAL DE ATIENZA -SIGÜENZA
VALLE DEL ALTO DULCE

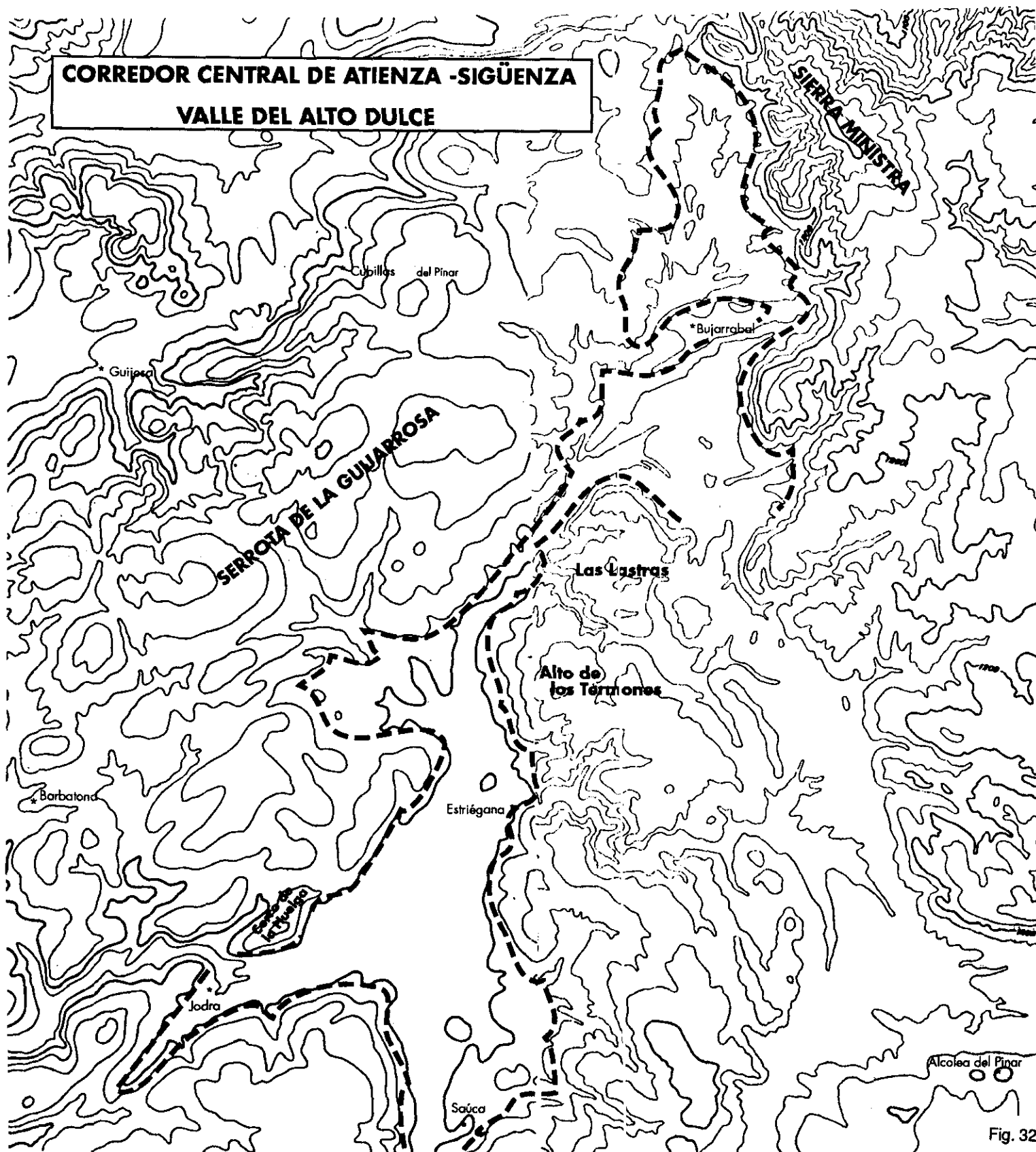


Fig. 32

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales: (los relativos a elevaciones internas serán tratados más adelante)

- Jardín de Horna: según Agudo 1991.
- Valle del alto Salado: referencia elaborada a partir del curso fluvial fundamental, o Cuenca de Paredes, referencia elaborada a partir de la población fundamental
- Valle de Bochones: referencia elaborada a partir de la población fundamental
- Valle de Cincovillas: designación propia por referencia a la población fundamental.
- Valle de Los Prados: A.López Gómez 1963. denomina a este valle "valle de Atienza", lo cual resulta válido a nivel general de situación, pero en cuanto a la localización concreta la ciudad queda descentrada y desvinculada en lo alto del interfluvio.
- Valle de Madrigal: designación propia por referencia a la población fundamental.
- Valle de la Riba: referencia elaborada a partir de la población fundamental
- Valle del Salado/Vadillo: referencia elaborada a partir de los cursos fluviales fundamentales
- Vega del alto Henares: referencia elaborada a partir del curso fluvial fundamental
- Valles del alto Dulce: referencia elaborada a partir del curso fluvial fundamental.

1.3.7.2. Los "poyatos" del "cinturón" de Atienza-Sigüenza.

La **profusión de montículos** intermedios constituye una característica notable y específica de este cinturón: se encuentran muelas o mesas de cumbre plana y forma redondeada, cerros o cerrajones, espinazos alargados, lomos y serrezuelas y también elevaciones aisladas de perfil coniforme, dispuestos con frecuencia en hilera.

Esta diversidad de elevaciones aisladas se puede referir con el término representativo de **poyatos**, aumentativo de pueyo, empleado localmente, aunque no de una forma general.

Diferenciamos **4 sectores** fundamentales:

- Al Oeste de Atienza se individualiza el sector que puede ser designado como "Poyatos de Atienza" por la profusión de relieves aislados individualizados (fig. 33). Se diferencian dos tipos fundamentales: los **cerros abruptos, de perfil troncocónico**, como la alineación de Peña Negra (doble elevación), el Padrastro y el propio cerro del castillo de Atienza. Sin embargo son mayoritarios los **anchos cerros redondeados de culminación aplanada**, (Los Picozos) que aparecen articulados entre valles laterales, a través de collados pandos, de navas. Unos y otros compartimentan el terreno en depresiones menores (valle de Alpedroches, de Cañamares, de Tordelloso, de la Bragadera y de los Barraganes).

En el resto de las zonas diferenciadas, los montículos se insertan, salpicándolos, en los valles ya considerados.

- En el valle de Los Prados (Alcolea) (fig. 29) se establece un esquema muy diferente al de los Poyatos de Atienza, pues los relieves **son mesas alineadas**, paralelas al borde de la Paramera circundante: ante todo la Sierra de Cincovillas de 4 Km. y su prolongación, solo ligeramente desplazada hacia el SE, de la Sierra Mediana y la

Sierra Gorda.

- En un tercer sector, correspondiente a los valles del Salado y Vadillo (fig 30) predominan las **mesas redondeadas**, dispuestas a modo de islas, entre un esquema reticular de depresiones. Las elevaciones más importantes son de Norte a Sur:

- el Monte de Imón, de 4 Km.
- Viña Redonda, también llamada La Matilla (información local de Imón) y Alto de Solanillas.
- Loma de Castilviejo, 3 Km.
- Sierra de Bujalcayado, 2 Km., la más elevada.
- Montellano, 1 Km. de diámetro.

- Finalmente, en el valle del alto Henares, (fig. 31) se disponen de nuevo **lomas alargadas**, como El Mirón, en contacto con el río Vadillo y El Calar, paralelo al río de casi 5 Km. de longitud total e incurvado en su extremo NE. También destaca la elevación aislada y redondeada de El Otero.

... de nivel positivo sobre el MTH 1750.000 del IGC/IGN

POYATOS DE ATIENZA



- Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales: - Alto del Castro: MTN.
- Alto del Cerro: MTN.
 - Alto de las Cocinas: MTN.
 - Alto del Negro: Mapa de Concentración Parcelaria.
 - Alto Ras: información local. (Madrigal)
 - Alto de Solanillos: MTN.
 - Alto de los Termones: MTN.
 - Amiralejo: MTN.
 - La Bragadera: MTN, ya en Madoz (Atienza).
 - Cerro Grande: MTN.
 - Cerro del Arca: información local. Instalación de Telefónica. Probablemente corresponda al "cerro de la Horca" según referencias de Madoz (Atienza), transformado por suavización semántica.
 - Cerro Bochones: información local (Cincovillas).
 - Cerro de la Huelga: MTN.
 - Cerro de las Peñas: identificado según referencias de Madoz (Atienza).
 - Cerro Gudilla: a partir de la información local (Madrigal): "Cerro de Sierra Gudilla"
 - Las Lastras: MTN.
 - Loma de Castil-Viejo: MTN.
 - Loma de las Herrerías: MTN.
 - Mojoncillo: información local (Atienza).
 - El Montecillo: MTN.
 - Montellano, MTN; según vértice geodésico.
 - Morrete Casado; Mapa de Concentración Parcelaria.
 - Morro Las Rivillas: Mapa de Concentración Parcelaria.
 - Padrastro: ya en Madoz y en Coello-Guadalajara.
 - Peña Negra: en Palacios 1890. En MTN sólo vértice Peñas.
 - Los Picozos: MTN.
 - Los Poyatos: MTN
 - La Quebrada: MTN
 - Riba Mediana: cambio ortográfico del MTN (Riva Mediana).
 - La Sierra: MTN; denominación confirmada en Madrigal.
 - Sierra de Bujalcayado: MTN.
 - Sierra Gorda: MTN.
 - Sierra Mediana: MTN.
 - Viña Redonda; MTN, consulta local La Matilla (Imón).
 - El Viso: MTN.

1.3.7.3. Las serrotas del "cinturón" de Atienza- Sigüenza.

Las serrotas de La Riba y de Guijarrosa conforman la tercera unidad característica dentro del Cinturón de Atienza-Sigüenza, (fig. 34 y 35).

Se trata de las mayores unidades del cinturón de Atienza-Sigüenza, de unos 12 Km. de longitud y una anchura de 4 a 5 Km. En conjunto conforman un relieve a la vez **masivo y quebrado** de laderas irregulares y abruptas, en vez de regladas y continuas, con culminaciones irregulares, disecadas y articuladas en anchos nudos, entre collados pandos, todo lo cual contrasta con la planitud de las parameras circundantes. La tonalidad oscura (roca rojiza y vegetación arbórea) destaca vivamente en la claridad del entorno.

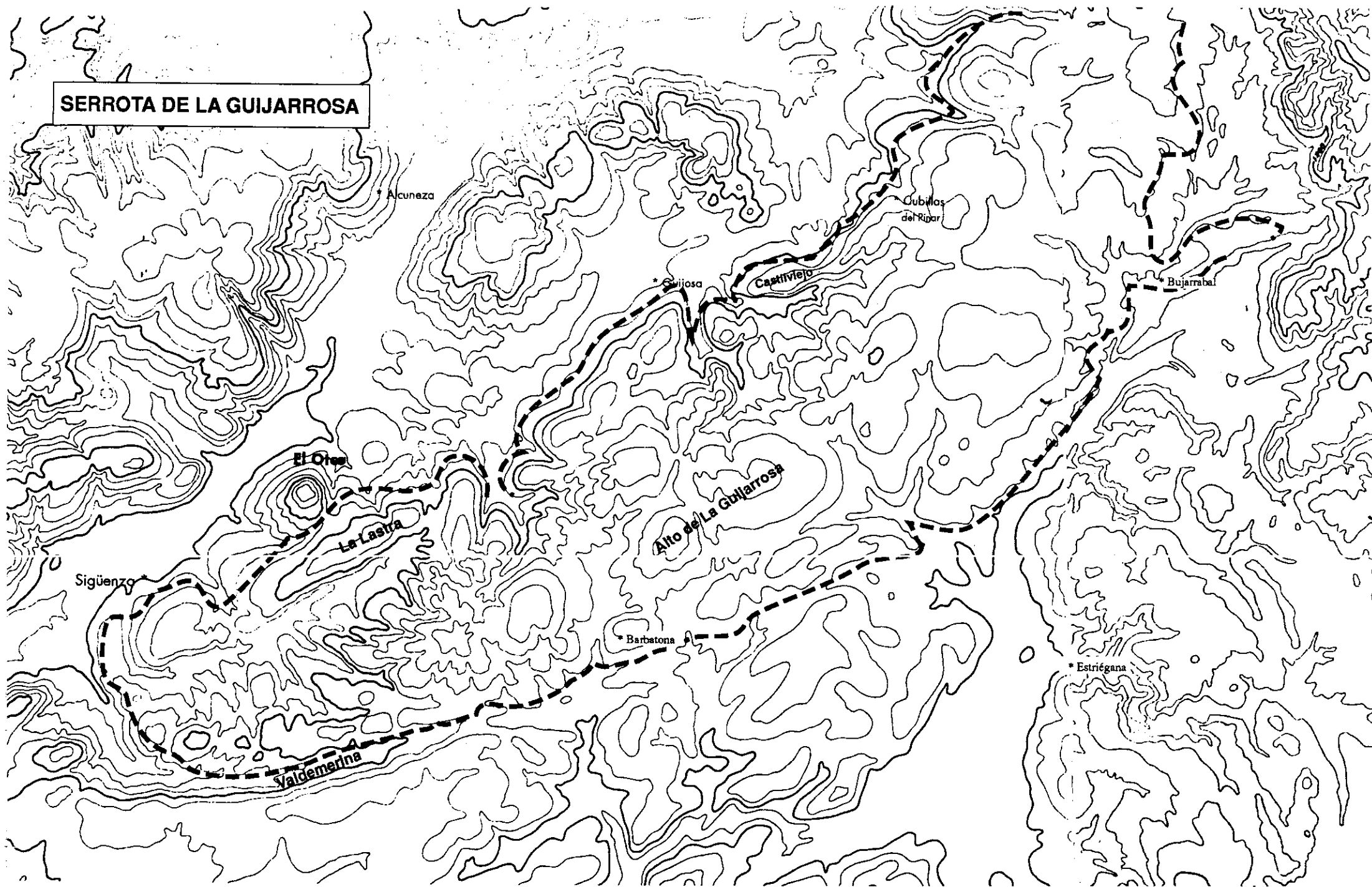
Es notable la **isoaltitud de cumbres**, que alcanza la máxima expresión en los Altos de la Guijarrosa, donde las tres culminaciones, separadas 4,5 Km. una de otra, presentan las siguientes altitudes, 1200m. 1201m, y 1201m.

En ambas serrotas se diferencian **dos alineaciones** fundamentales de dirección NE: la principal es la meridional, ancha masiva y elevada; la septentrional, más recortada presenta un frente disimétrico encarado hacia el Sur, mientras que la vertiente Norte. amplia y tendida, ofrece un aspecto grandioso.

Fig. 34



SERROTA DE LA GUIJARROSA



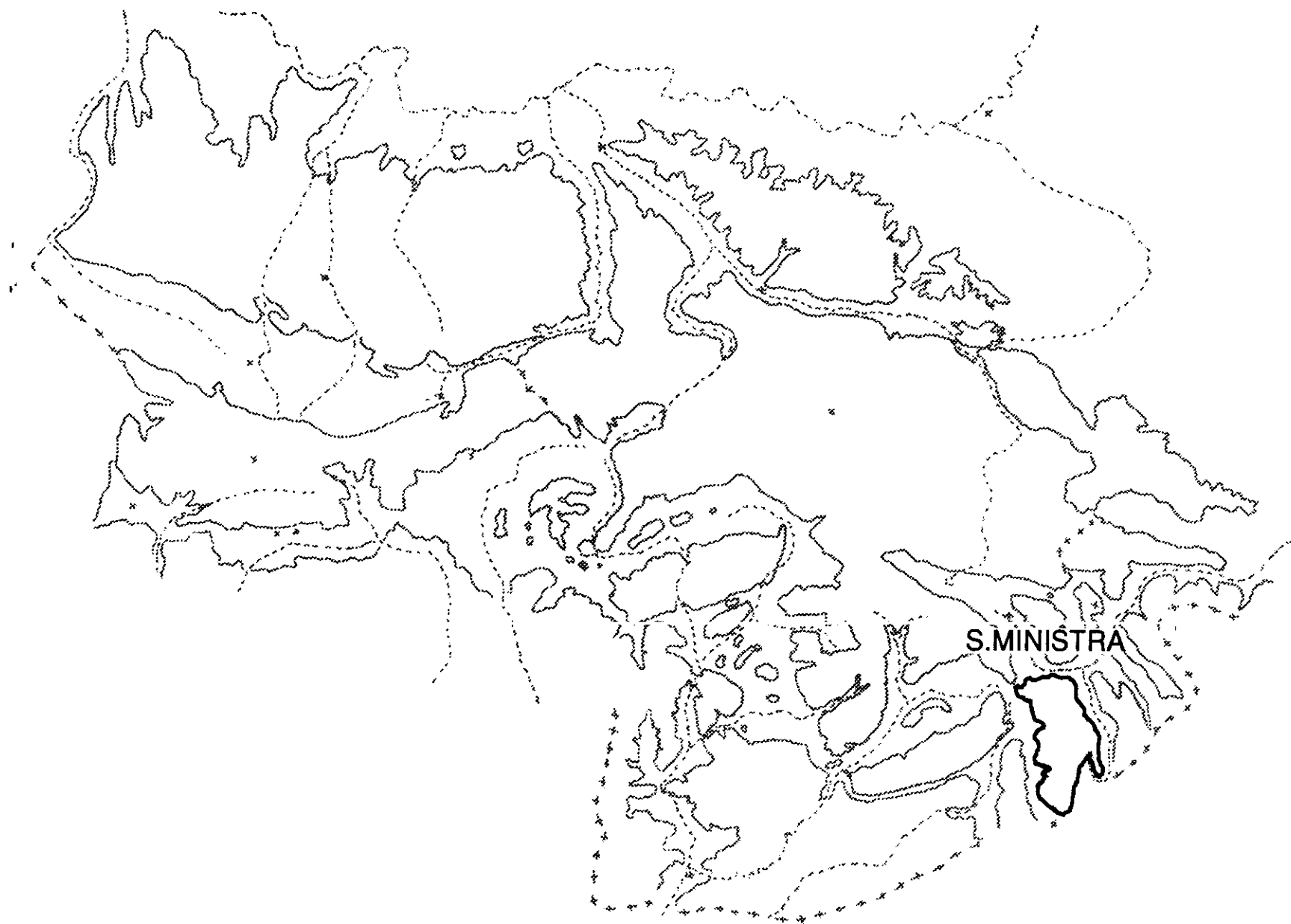
Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

Serrota de La Riba

- Altos de Rienda: en Castel " Altos de Rienda y Padilla", esta última localidad hoy despoblada.
- Cerro del Castillo: consulta local.
- Horca: vértice geodésico M.T.N.
- Loma de la Sierra; M.T.N.
- Loma de Valdejudíos: M.T.N.
- Loma del Viso: M.T.N.
- Serrezuela: vértice geodésico M.T.N.

Serrota de La Guijarrosa

- Alto de la Guijarrosa: M.T.N.
- La Lastra: M.T.N.
- Valdemerina: derivado de la denominación Arroyo de Valdemerina, del M.T.N.



Sierra Ministra en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.8. Sierra Ministra

Alargada de Norte a Sur, con una longitud de 12 Km., Sierra Ministra ocupa una **posición crucial**, al enlazar la Paramera de Barahona al Norte con el resto del Sistema Ibérico, a la vez que constituye la divisoria de las cuencas del Tajo y del Ebro. (fig.36)

Corresponde a un relieve de **cumbres planas**, que se mantiene a 1200-1220 m., con collados apenas rebajados 20 m., sobre las que se levantan **dos culminaciones importantes** situadas en posición marginal: el pico Ministra (1310 m.) al NE, claramente disimétrico, levantado hacia el Oeste y el de San Sebastián (1289 m.) también disimétrico, que se levanta hacia el Sur sobre Alcolea de Pinar.

Presentando cumbres a cotas y con formas muy similares a los de la Paramera, adquiere sin embargo una **configuración serrana**, sólo por verse estrechada entre la cabecera del Jalón (250 m. más bajo) y del alto Dulce (170 m.) en una anchura de 1 a 4 Km.

La sensación al caminar sobre Sierra Ministra, es la de estar haciéndolo sobre el "techo" del relieve. Esto puede justificarse por su posición a la vez aplanada y culminante, pero poco prominente, por encima de todos los relieves circundantes. Es en definitiva la divisoria de aguas del Atlántico y el Mediterráneo

El esquema orográfico no es continuo, sino que se pueden diferenciar **tres macizos** morfológicos fundamentales, progresivamente desplazados hacia el SE: Ministra, Monte Alto y San Sebastián, ubicándose en el primero y el último las elevaciones referidas.

Los **límites** de Sierra Ministra están **bien definidos**: al Norte el Cerro Santo

constituye el enlace con la Paramera de Barahona, de la que la separa un collado marcado a 1150 m. Hacia el Sur, el Cerro de San Sebastián cae 100 m. sobre Alcolea del Pinar. Sin embargo, dada la importancia y resonancia de su nombre, precisamente por ser uno de los relieves mejor definidos del entorno, la rotulación del término Sierra Ministra excede con frecuencia el área que estrictamente le corresponde, sobre todo en mapas a pequeña escala.

SIERRA MINISTRA

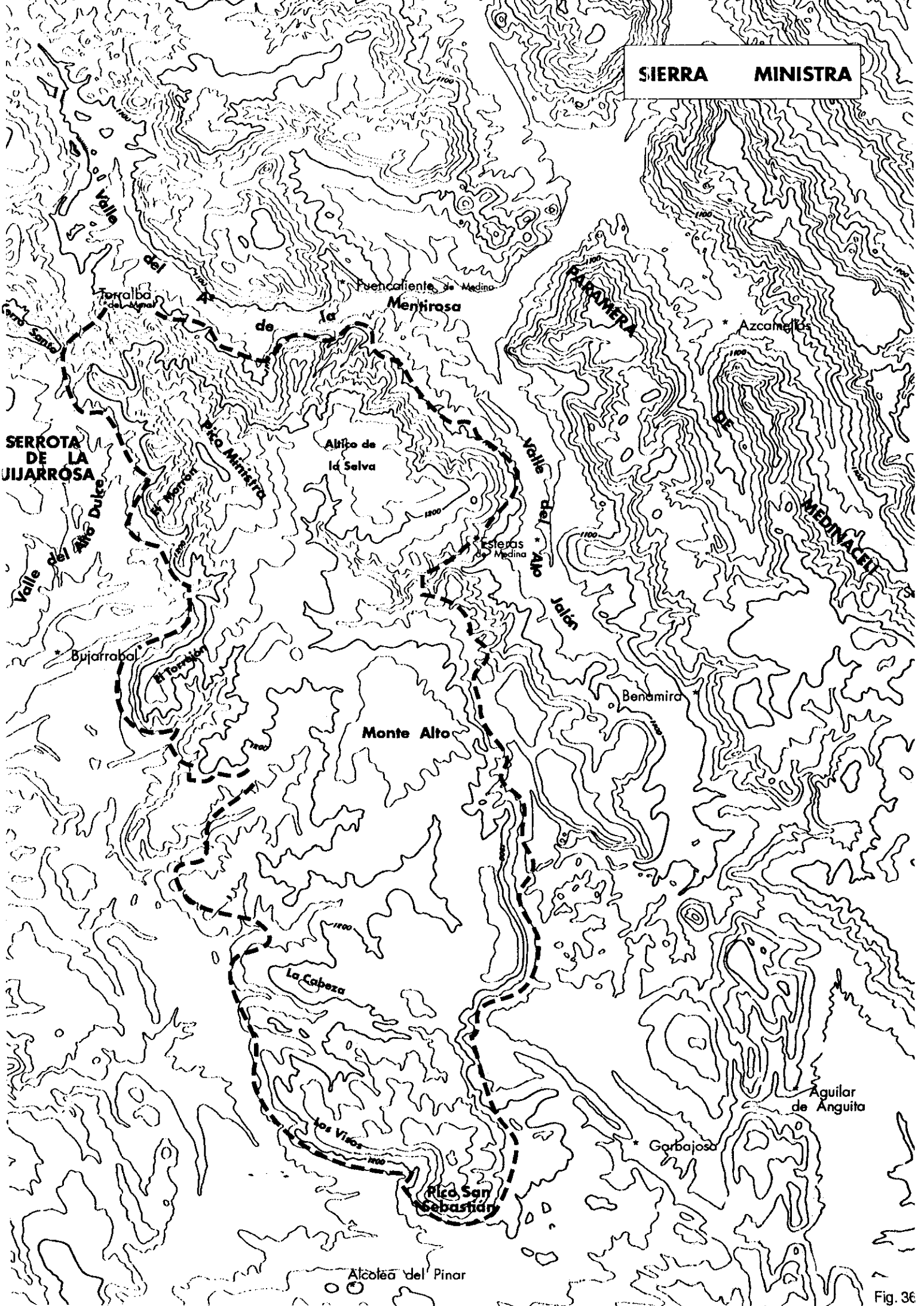
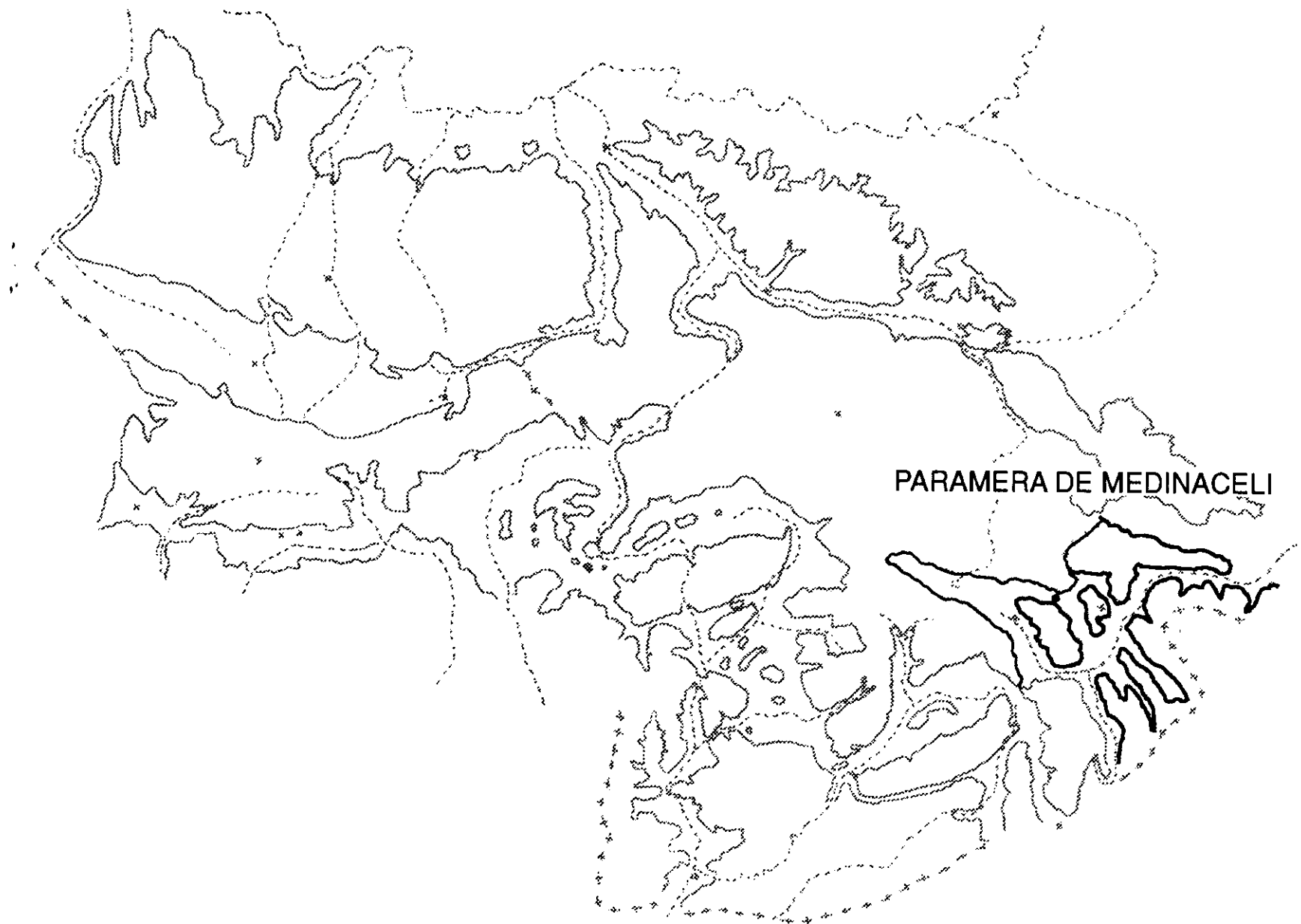


Fig. 36

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Altico de la Selva: MTN.
- La Cabeza: MTN.
- Cerro Santo: MTN.
- El Morrón: MTN.
- Pico de San Sebastián: vértice geodésico en MTN; en Coello-Guadalajara, "Cerro de San Sebastián". También en Madoz. Castel 1879 lo llama "La Cumbre".
- Sierra Ministra, ya en Tomás López, 1783.
- El Torrejón, MTN.
- Los Visos, MTN.



La Paramera de Medinaceli en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.9. La Paramera de Medinaceli

Este sector de la paramera, que corresponde fundamentalmente a la cabecera del Jalón, podría definirse en una primera aproximación con los términos de Blas Taracena; “altos cerros, sierras peladas y profundos valles que se cruzan y entrelazan. Paisaje desolado, grandioso, subyugador.” (fig 37).

Efectivamente el relieve de la Paramera de Medinaceli se caracteriza por los **anchos valles alargados, recortados entre espolones aplanados**, y también **por la magnitud de los desniveles** que superan frecuentemente los 200 m.: es una Paramera bravía, encajada, donde la planitud característica queda reducida a retazos en la parte superior.

En detalle se diferencian sin embargo en la Paramera de Medinaceli 4 unidades de relieve bien definidas, que de Norte a Sur son las siguientes:

- **al Norte** del Jalón los **valles son anchos**, abiertos y cortos y presentan collados rebajados en cabecera (es el caso del Aº Mentirosa, del Aº del Salobral, del Hocino de la Alberca y del Aº Velarte). Los espolones se desmiembran en multitud de relieves coniformes, que configuran un paisaje singular;

- en posición **central**, el **valle oblicuo del Jalón**, entre Fuencaliente y Lodaes, constituye una depresión alargada, relativamente ancha, colector de toda la red hidrográfica. (Es el que sigue la línea férrea y la antigua N-II). A partir de Jubera se estrecha en una garganta singular, con una porción superior ancha y otra inferior muy estrecha;

- los **valles al Sur** son **muy largos** y presentan cabecera en fondo de saco

(valle de Arbujuelo, valle de Azcamellas- Sayona) o en cualquier caso bastante cerrada, como el valle de Esteras, que recorre el propio Jalón. Los valles, aunque de fondo ancho aparecen salpicados por multitud de cerrones, normalmente en posición marginal, pero que a veces se adentran hasta posiciones muy centrales segmentando los valles. Los espolones intermedios forman 5 largas alineaciones continuas, amesetadas y medianamente estrechas (no superan los 500 m. de anchura) con una pendiente ínfima;

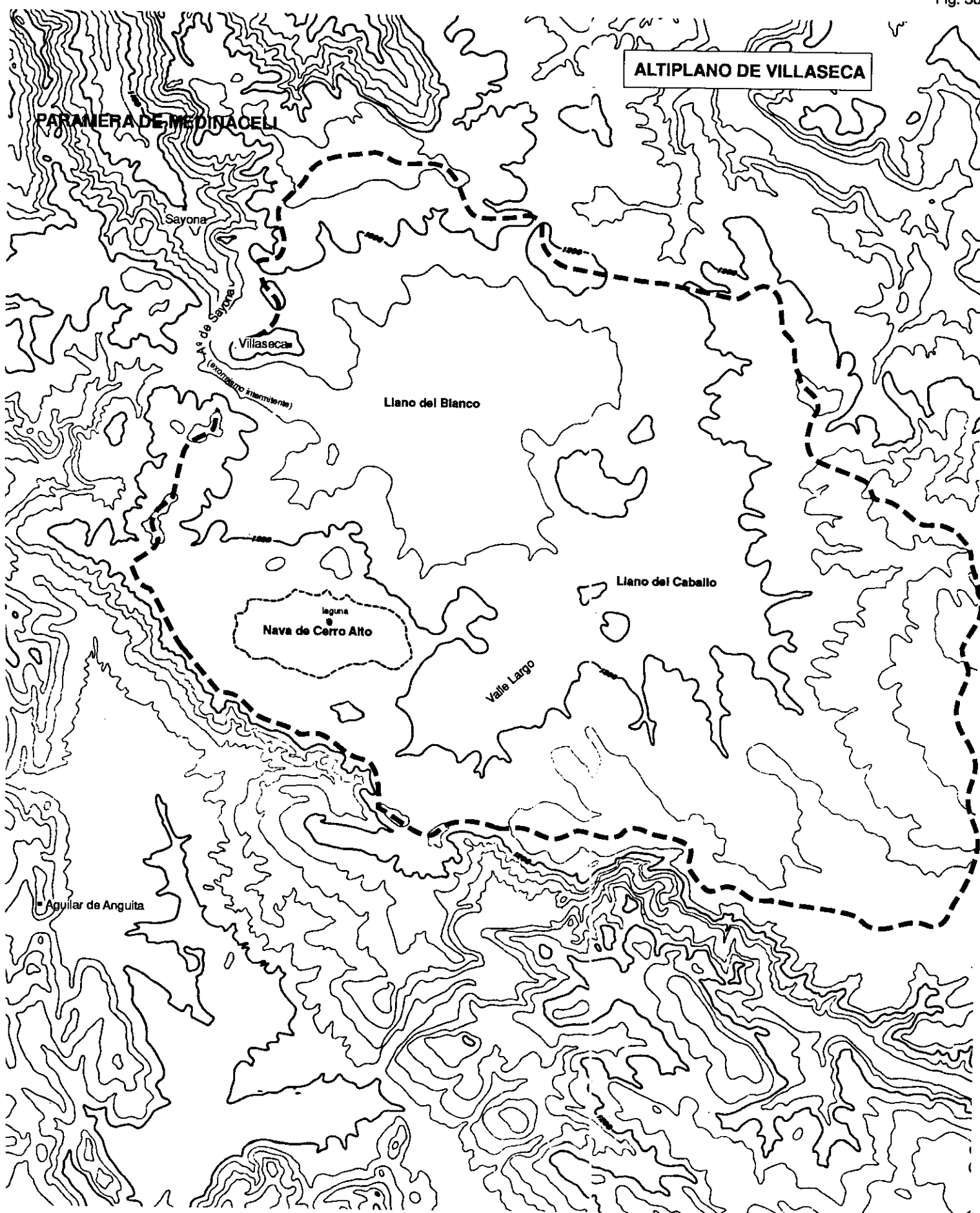
- esta serie de espolones entronca **en el extremo Sur con el Altiplano de Villaseca**, de 6 Km. de longitud. Se trata de un altiplano muy especial, que presenta amplios sectores de circulación endorreica. Las vertientes, con pendientes y envergadura nada despreciable están ordenadas y orientadas hacia una serie de llanadas de fondo plano y traza elíptica o rectangular con bordes curvos. Generalmente descentrada hacia un extremo, transversal o longitudinal, se localiza una charca circular muy retocada por la acción humana, por donde se produce el desagüe en profundidad.

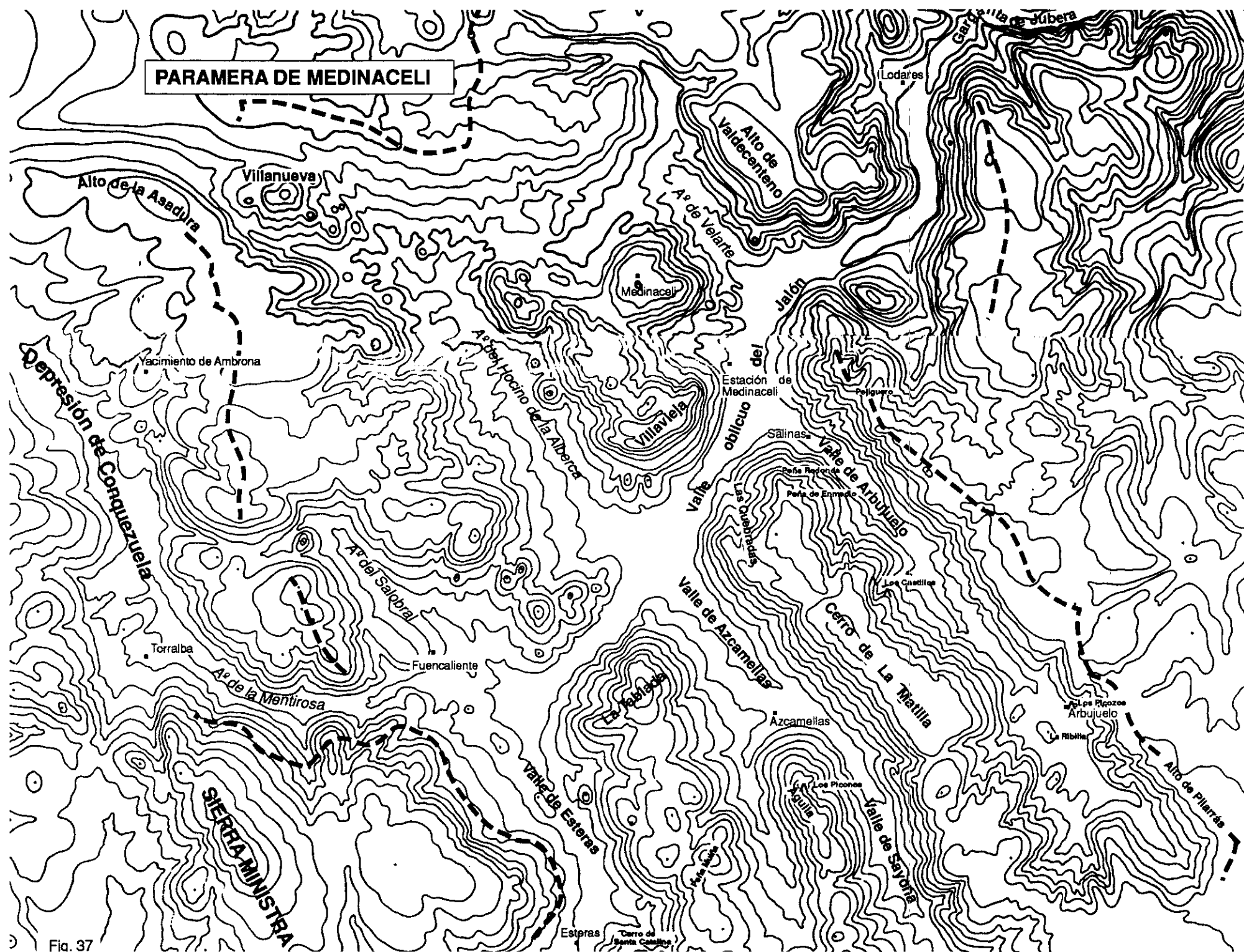
En concreto estas **cubetas endorreicas** son:

- el Llano del Blanco (+ de 5 Km.), la mayor, con un doble sumidero en cada extremo. Las complicaciones que originaba su endorreísmo se tradujeron en la construcción de un desagüe hacia el Aº de Sayona, convirtiéndolo en exorreico, pero las molestias causadas aguas abajo han determinado la inutilización del desagüe y su vuelta al endorreísmo.

- la Nava de Cerro Alto, cerrada, elíptica, con charca algo más centrada, (fot. 40).
- el Valle Largo, de charca disimétrica en sentido transversal (fot. 41).
- el Llano del Caballo.

Fig. 38



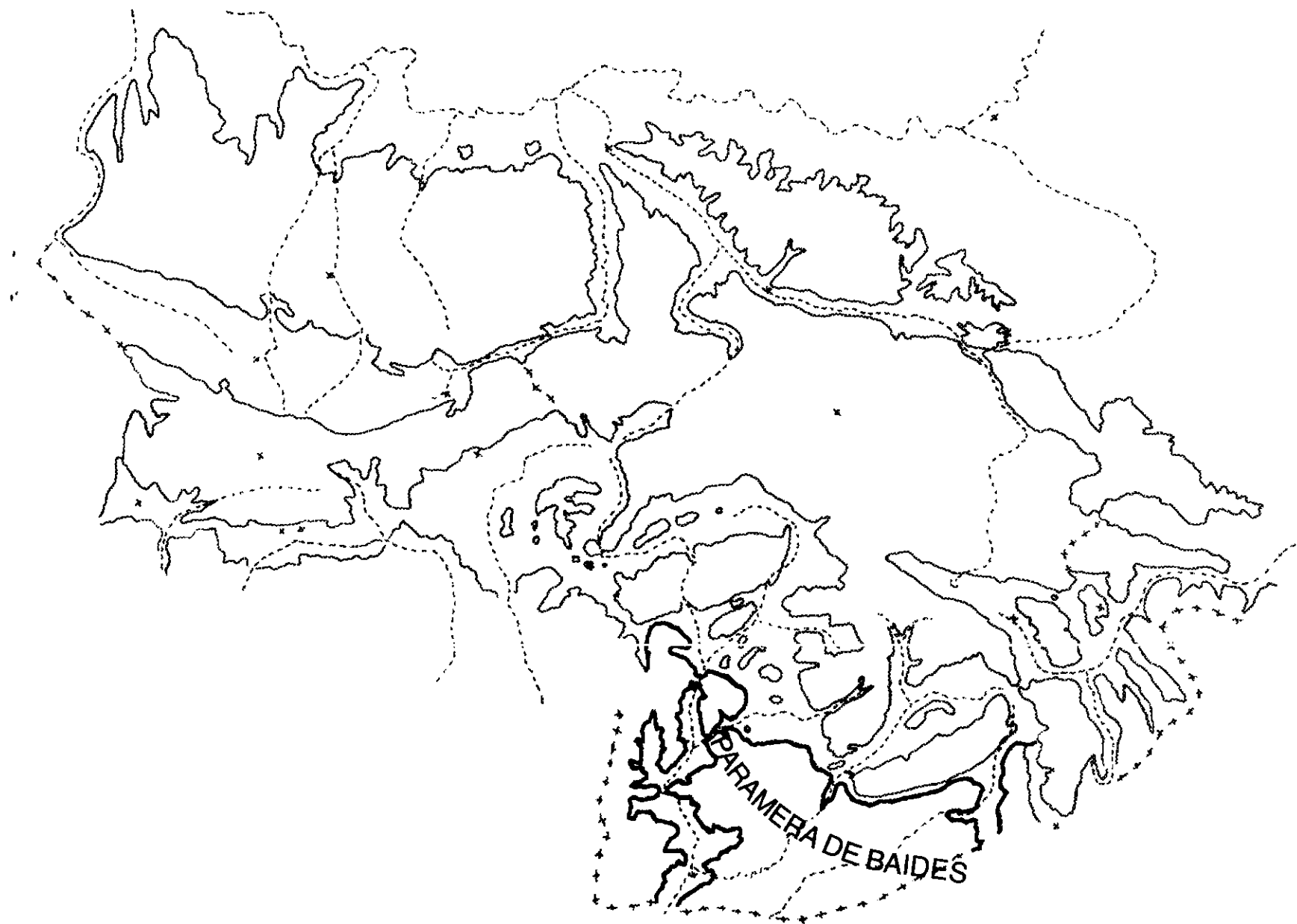


Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Águila: M.T.N. Según S.G.E., Alto de la Cruz (existe efectivamente una cruz en lo alto).
- Alto de la Asadura: S.G.E.
- Alto de Pilarrás: M.T.N.
- Alto de Valdecenteno: S.G.E.
- Arroyo de La Mentirosa: M.T.N.
- Arroyo del Salobral: depurado del M.T.N. Arroyo del Salobrar.
- Arroyo de Velarte: M.T.N.
- Garganta de Jubera: topónimo formado a partir de núcleo de población.
- Cabezo del Moro: M.T.N.
- Los Castillos: información local.
- Cerro Alto: M.T.N.
- Cerro de la Fuentaza: M.T.N.
- Cerro Mediano: información local (Benamira) y nombre de vértice, aunque marginal al cerro.
- Cerro de La Matilla: M.T.N.
- Cerro de Ribagorda: M.T.N.
- Cerro de Santa Catalina: información local (Benamira).
- La Cocota: información local (Benamira)
- Hoya del Molar: M.T.N.
- Pejiguero: información local (Salinas).
- Peña Muña: M.T.N.
- Pela de Enmedio: información local (Salinas).
- Peña Redonda: información local (Salinas).
- Los Picones: información local. (Azcamellas).
- Los Picozos: información local (Arbujuelo).
- Las Quebradas: M.T.N., aplicado a barranquera señalada (información local, Estación de Medinaceli).
- La Tablada: M.T.N. En el S.G.E es sustituido por Cerro Morrilla, formado a partir del nombre

del vértice geodésico, anteponiendo "cerro de".

- Valle de Arbujuelo: topónimo formado a partir de núcleo de población. Citado en el Poema del Cid " Arbuxuelo arriba privado aquijabán"
- Valle de Azcamellas: topónimo formado a partir de núcleo de población.
- Valle de Esteras: topónimo formado a partir de núcleo de población.
- Valle de Sayona: topónimo formado a partir de núcleo de población.
- Villavieja: M.T.N. Referencia local como emplazamiento de la ciudad antigua de Medinaceli.
- El Viso: M.T.N.



La Paramera de Baidés en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.10. La Paramera de Baidés.

Al Sur del Cinturón central de Atienza- Sigüenza se extiende un sector de la Paramera que se caracteriza por las **gargantas y valles profundamente Incididos** de los ríos Salado, Henares y Dulce, que taján y recortan una típica culminación aplanada (aquí entre 1050 y 1180 m.), a veces reducida a estrechos espolones.

De esta forma la compartimentación del relieve es grande, y las unidades perceptibles se estructuran a un nivel espacial inferior. No obstante es posible reconocer *una unidad morfológica donde se recogen toda esta serie de relieves, que presentando las características básicas de la Paramera, se interponen entre el Cinturón Central de Atienza-Sigüenza al Norte y los relieves del Valle del Henares Medio y de la Alcarria que quedan al Sur.*

Para designar esta superficie no se han encontrado precedentes en bibliografía o en cartografía, lo cual está justificado por la amplia extensión de la unidad y la intensa compartimentación del relieve, que hace difícil descubrirla sobre el terreno. Por ello se ha escogido el término de "Paramera de Baidés" que corresponde a la localidad de mayor importancia y centralidad.

En cualquier caso, la variedad de incisión y de disposición de relieve permite diferenciar **tres sectores**:

- sector NW de cortos congostos que alternan con largas y anchas muelas en los interfluvios;
- sector SW de valles y ejes montañosos transversales al principal;
- sector E, de marcadas, largas y profundas gargantas hendidas en la superficie culminante de la Paramera.

En el sector **NW** se combinan los congostos escarpados, las hoyas, los valles

relativamente anchos y las muelas:

Las **hoyas** corresponden a las de El Atance, Santiuste y la de la confluencia del Regacho y Salado. Son pequeñas, cerradas y de gran unidad paisajística.

Las **muelas y cabezos** están separados por pequeñas incisiones: Muela de la Virgen (nombre inédito en cartografía), La Dehesa, Muela Vieja, Valdehierro, Cerro Grande, Alto del Cuerno, La Tabla (también inédito).

Los **congostos** escarpados de roca desnuda corresponden al de Santamera (fot. 44) y al de Huérmeces del Cerro en el Salado y al de Cirueches en el Río de la Hoz (o Vadillo).

En el sector SW se erige como elemento fundamental del relieve el valle del Salado, relativamente ancho y con orientación N-S. Este valle presenta más méritos morfológicos que el vecino alto Henares para considerarse como cabecera del curso resultante aguas abajo, ya que además de ser más amplio se encuentra alineado con él.

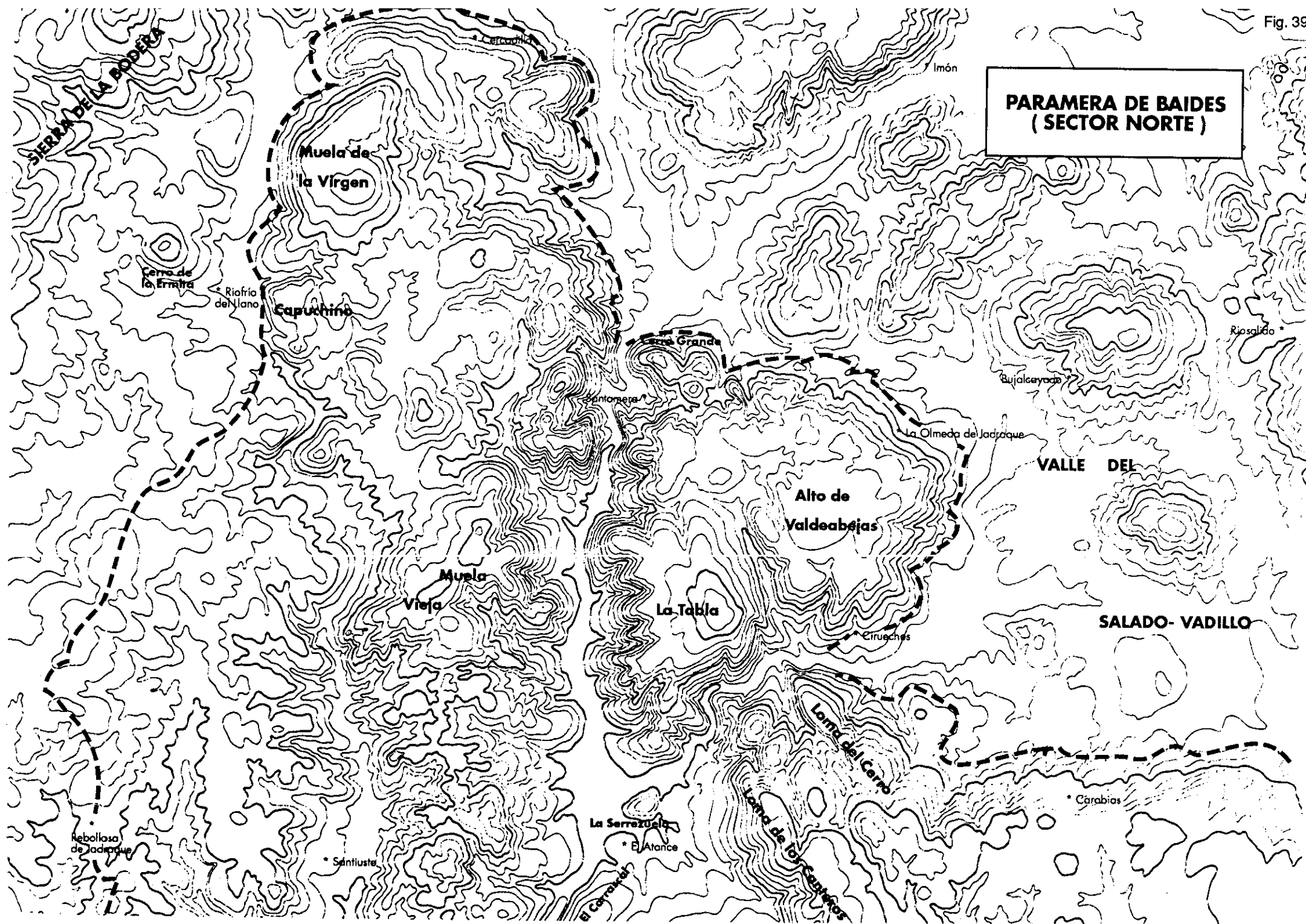
El valle del Salado se prolonga hacia el Este por ramificaciones transversales de los valles de Huérmeces, de Viana y la embocadura de la mencionada garganta del Henares, que seccionan y delimitan entre medias reductos de la paramera recortados como espolones (La Muela de Viana y el Llanazo, ante todo).

Hacia el Oeste la Sierrezuela presenta una culminación aplanada en progresivo descenso hacia el Norte y sucesivos ramales laterales en disposición transversal

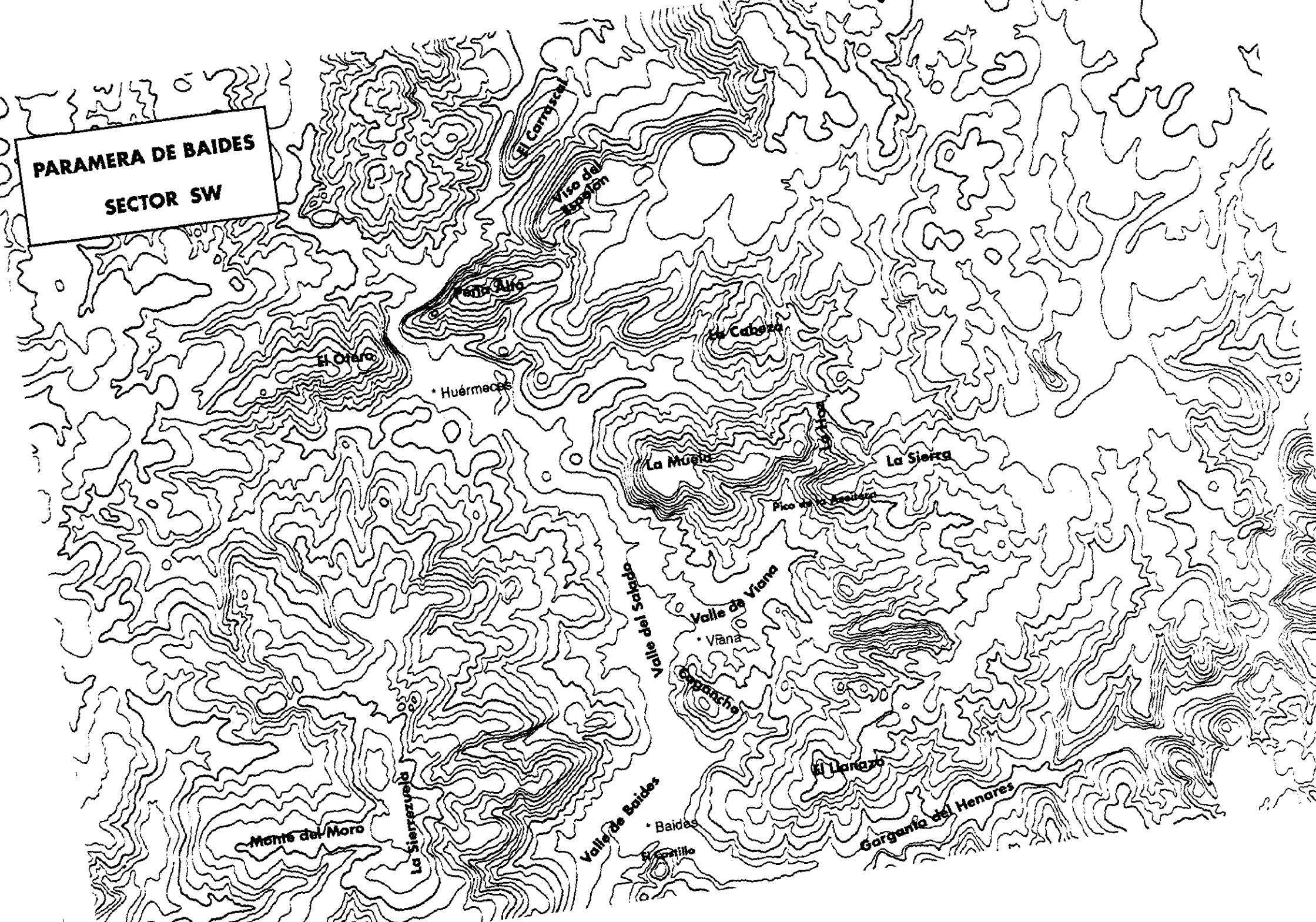
Las **gargantas** de los ríos Henares y Dulce constituyen el elemento más significativo del sector oriental de la Paramera de Baides. En el Henares la incisión es continua, con sólo un pequeño ensanchamiento en Moratilla, y queda contorneado por algunas alienaciones alineadas como la Loma de Valdechábalos al Oeste y Canto Blanco al Este. El Dulce presenta, sin embargo, dos tramos muy diferentes: en el

tramo alto una morfología encajada y estrecha de trazado meandriforme constituye el eje de una ordenación mucho más suave que se organiza por encima de los paredones. En el tramo bajo, en lo que se puede denominar depresión de Pelegrina, la configuración es distinta, ya que el fondo del valle es ancho, y los paredones marginales constituyen efectivas elevaciones relativas (Alto del Picazo al Norte; Alto del Chozón, Alto del Llano y Alto del Picozo al Sur). Aguas abajo el Dulce forma un notable meandro encajado en La Cabrera

Entre las gargantas se extienden los altiplanos, que presentan también distinta ordenación, siendo lo más significativo la disposición en forma de nava que adapta la paramera entre las gargantas del Henares y del Dulce, en torno al eje del Aº de la Varenosa, así como la disimetría de la Mesa de Saúca, levantada hacia el SE.



PARAMERA DE BAIDES
SECTOR SW



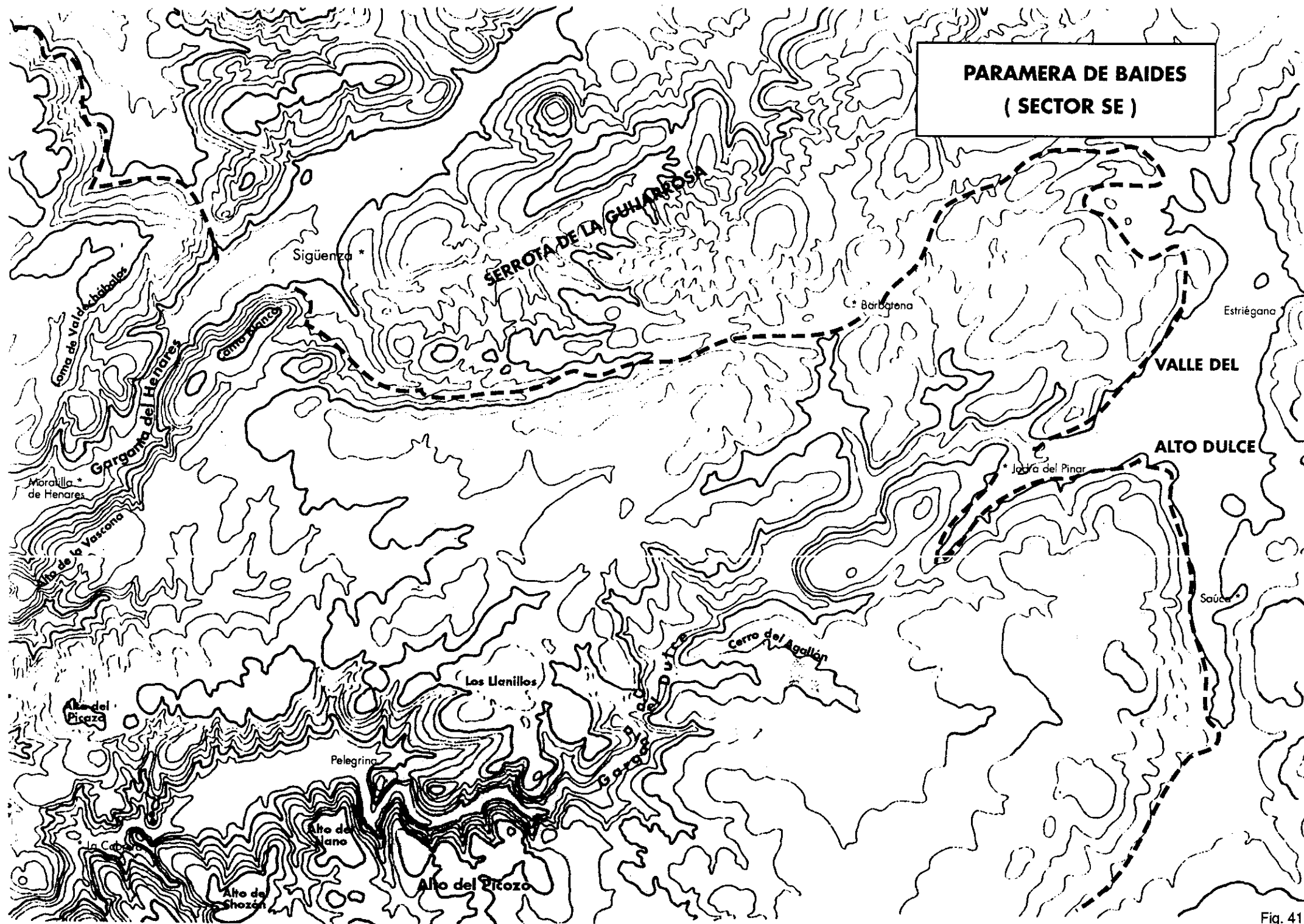


Fig. 41

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Alto del Chozón: MTN.
- Alto del Llano: MTN.
- Alto del Monte: MTN.
- Alto del Picozo: MTN.
- Alto de Valdeabejas; MTN. También Llano de la Carrasca y Cabeza del Monte, MTN.
- Alto de la Vascona: MTN.
- La Cabeza: MTN.
- Canto Blanco: MTN.
- Capuchino: consulta local (Riofrío del Llano).
- El Carrascal: MTN.
- Cerro del Agallón: MTN.
- Cerro de la Ermita: MTN.
- Cerro Grande; MTN.
- Cuerno: MTN, desplazado "Alto del Cuerno".
- El Horcajo: MTN.
- Loma de Cobatillas: MTN.
- Loma del Cerro: MTN.
- Loma de los Canteros: MTN.
- Loma de La Pedriza: MTN.
- Loma de Valdechábalos: MTN.
- Llanazo: MTN.
- Los Llanillos: MTN
- La Muela (de Viana:, depurado de MTN, "Sierra de La Muela". Localmente, en Viana, La Solana.
- Muela Vieja: MTN.
- Muela de la Virgen: consulta local en Riofrío del Llano. Referencia a antigua ermita, cuyos cimientos dicen que aún se conservan.

- El Otero: consulta local, preferible al del MTN, Loma del Lituero.
- Paramera de Baides: designación propia por referencia a localidad.
- La Parrilla: MTN.
- Peña Alta: en MTN, vértice geodésico.
- La Serrezuela: MTN.
- La Sierra: MTN, confirmación local (Viana).
- La Tabla: consulta local.
- Viso del Espolón: MTN.

2. MORFOTECTÓNICA

2.1. PLANTEAMIENTOS PREVIOS.

El **objetivo** de este capítulo es efectuar desde el propio relieve el análisis del tipo y grado de explicación que proporcionan los procesos y estructuras tectónicas. Esto es, encontrar las claves, los **fundamentos tectónicos del relieve**. Se trata por lo tanto de una tectónica de relieve, una "orotectónica", con diferente tratamiento y focos de interés a los que corresponden estrictamente a la tectónica.

Partimos de los grandes conjuntos orográficos que enmarcan el área de estudio: el Sistema Central, el Sistema Ibérico y las Mesetas del Duero y del Tago, relieves suficientemente reconocidos, y que no parece oportuno ni preciso cuestionar. En ellos es preciso encontrar las claves y los factores tectónicos de explicación morfogenética. Con ello se construirá el marco donde diferenciar las características específicas de la Paramera de Sigüenza.

2.2. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DEL SISTEMA CENTRAL

En primer lugar es necesario plantearse el **fundamento** del relieve del Sistema Central, esto es, la razón principal por la que se presenta como configuración elevada.

La estrecha y directa coincidencia de los relieves prominentes con las áreas tectónicamente elevadas y de los límites morfológicos con las fallas, permiten concluir que en el Sistema Central, como en otras muchas cadenas españolas, **la razón fundamental del relieve está en la elevación tectónica**, aun cuando la

erosión haya rebajado y atenuado grandemente esta influencia. La forma precisa cómo se manifiesta esta influencia se tratará más adelante.

Reconocido el origen tectónico, es conveniente plantearse la dimensión temporal: ¿desde cuándo permanece el Sistema Central **como relieve prominente** e individualizado? Esta cuestión es difícil de responder, pues en el propio Sistema Central apenas se encuentran materiales que puedan atestiguar sobre su levantamiento, y en consecuencia las reconstrucciones han de ser parciales e indirectas.

Se han realizado importantes deducciones a partir de las deformaciones de los materiales terciarios de las fallas limítrofes, tanto al Norte como al Sur. Así, diferenciando los materiales que están fuertemente plegados de los que apenas lo están, se determinó una **discordancia fundamental** y a esta discordancia se asoció el levantamiento del Sistema Central. (Schröder, 1930). (fig. 42) Esta discordancia se planteó inicialmente como separación entre Paleógeno y Neógeno, en un contexto en donde la discordancia definía los materiales y estos a su vez la discordancia. Se hizo coincidir con la **fase estírica** de Stille.

Fig. 42



Disposición concordante y discordante del Neógeno en el valle del Cañamares al Norte de Pinilla de Jadraque. Según Schröder, 1930. 1= Cretácico 2= Paleógeno 3= Neógeno.
(El 3 aparece discordante en el sector septentrional y concordante en el meridional)

Posteriormente se ha precisado su posición cronológica, rejuveneciéndola y considerándola ya Mioceno Inferior. (López Martínez, 1977, rebautizó esta fase como **Neocastellana**). De esta forma la tectogénesis fundamental se establece en el Mioceno y es de suponer que estas dislocaciones se traduzcan por una diferenciación y un levantamiento orográfico. Sin embargo, con ser la fundamental, no es la primera.

En 1960 se determinó una segunda **discordancia**, anterior en el tiempo, que en principio se consideró como separación del Eoceno y el Oligoceno, esto es, coincidiendo con la fase **sávica** de Stille, pero que luego se rejuveneció hasta el Oligoceno Superior, siendo rebautizada como **Castellana**. Así se supone que el primer levantamiento del Sistema Central data al menos del Oligoceno Superior. De todas formas advertimos lo precario que resulta suponer el levantamiento de toda una cordillera, en base a unas manifestaciones muy localizadas, precisamente en la Paramera de Sigüenza (Huérmeces del Cerro). (fig. 43) El análisis morfotectónico, nos indicará que éste se trata, además, de un pequeño bloque tectónico marginal a la cadena.

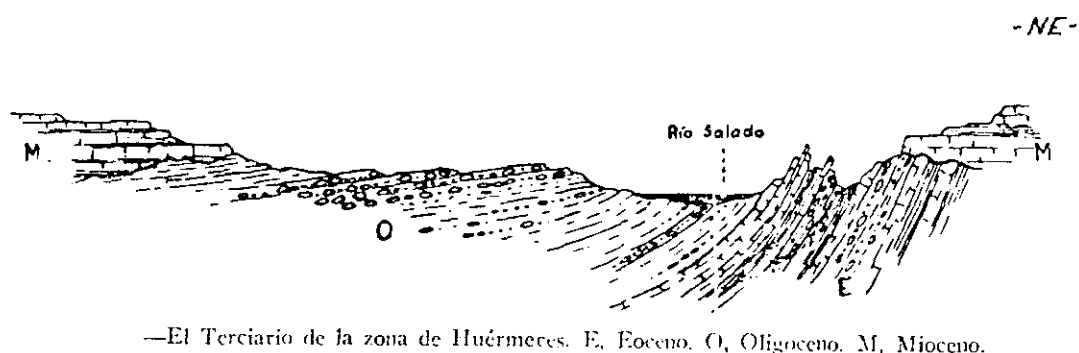


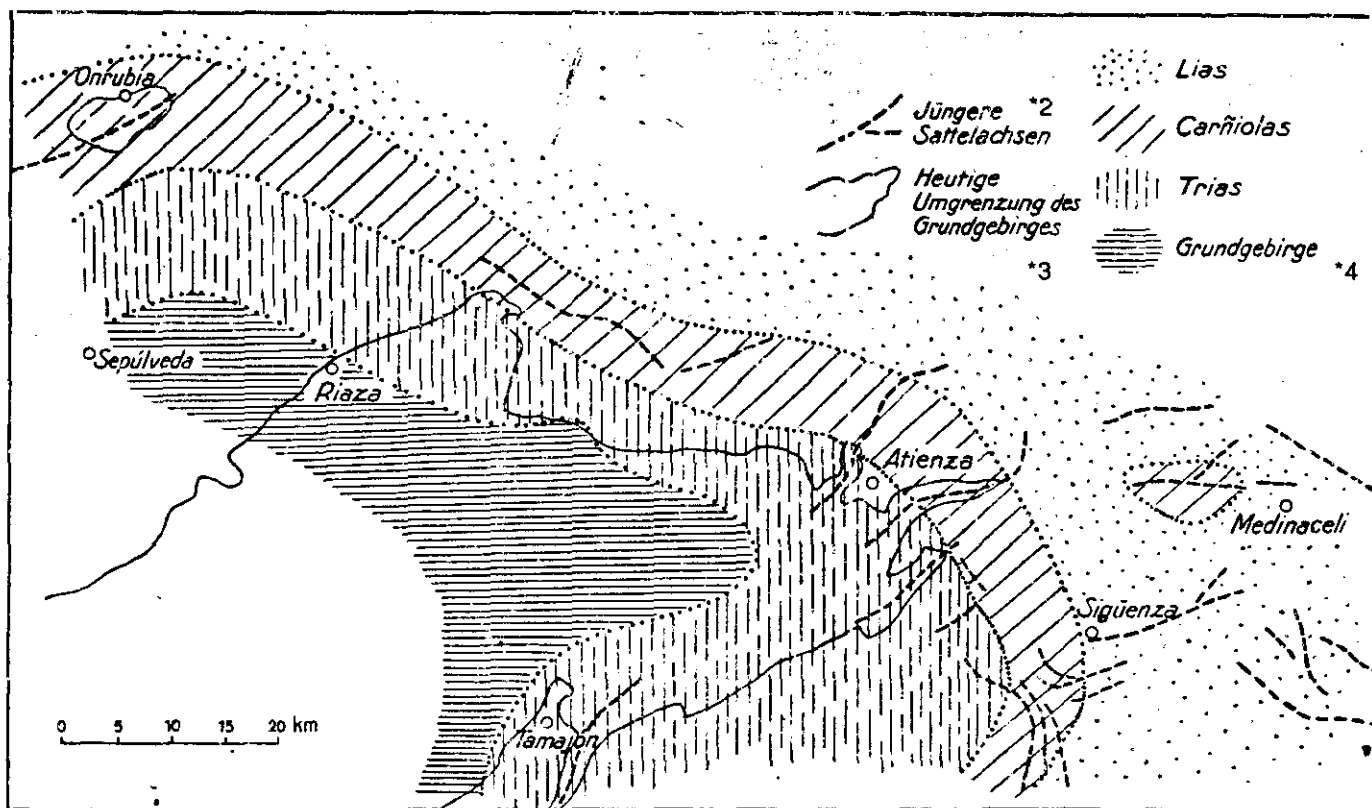
Fig. 43 La discordancia de Huérmeces según Crusafont et al.(1960): los materiales paleógenos llegan a aparecer verticales, los neógenos horizontales. De todas formas el buzamiento de los estratos se atenúa con el alejamiento de la supuesta falla de contacto S. Central/ Cuenca del Tajo responsable de la distorsión.

Otra línea de investigación que pudiera acotar el inicio del levantamiento del Sistema Central consiste en determinar las paleodirecciones de los estratos. El análisis detenido de las facies de materiales **oligocenos** lleva a la conclusión de que entonces el Sistema Central **no** estaba constituido como tal relieve. Esto apoya entonces la argumentación a partir de las discordancias, que señala un origen Oligoceno Superior para el Sistema Central.

En cualquier caso se **descarta** de una forma categórica el planteamiento inicial sobre **el origen hercínico del relieve del Sistema Central**, que extrapolaba la tectónica hercínica de los materiales al origen del relieve. Ya en 1894 Penck señaló cómo no coincidían las direcciones hercínicas, tectogenéticas, y las alpinas, morfogenéticas. Descartó así, aunque, con resistencia, la concepción de que fuese un residuo orográfico hercínico y las evocadoras imágenes del golfo-fiordo cretácico entre montañas refiriéndose al valle del Lozoya. Sobre esta idea Schröder reconstruyó el esquema de transgresión cretácica, donde no se percibe aún el Sistema Central (fig. 44).

En definitiva parece que el relieve del Sistema Central data del Oligoceno Superior, tanto si se considera el criterio de las discordancias como el de las referencias paleoestratigráficas.

La segunda precisión temporal consiste en determinar si el Sistema Central se ha mantenido permanentemente como relieve prominente **hasta la actualidad**. El momento crucial corresponde al final del Mioceno y Plioceno, en que se produce un amplio arrasamiento en el interior peninsular. Todo depende del alcance con que se conciba este arrasamiento, de si éste ha respetado, o no, el relieve serrano.



Das Liegende der Kreide im Bereich der östlichen Guadarrama. Maßstab ca. 1:680 000.

*1

*1. El yacente del Cretácico en el ámbito del Guadarrama Oriental.

*2 Ejes de plegamiento posteriores.

*3 Límite actual del zócalo.

*4 Zócalo.

Fig. 44 El alcance de la transgresión cretácica implica la ausencia de un relieve diferenciado en el Sistema Central y la imposibilidad de permanencia de relieves hercinianos. (Según Schröder).

Aunque hay partidarios de un arrasamiento total, como por ejemplo Solé, 1952, opinión luego modificada (fig. 45), para quienes luego seguiría la resurrección derivada de los movimientos rodánicos del Plioceno, lo más probable y mayoritariamente aceptado es que el relieve del Sistema Central haya persistido sin interrupción hasta la actualidad, aspecto que consideraremos más adelante al tratar sobre la impronta morfodinámica. La persistencia de la elevación es mantenida por la actuación de la tectónica, que habría seguido actuando de forma continua e ininterrumpida a escala geológica. Los movimientos rodánicos se insertan en ese continuo de elevación.

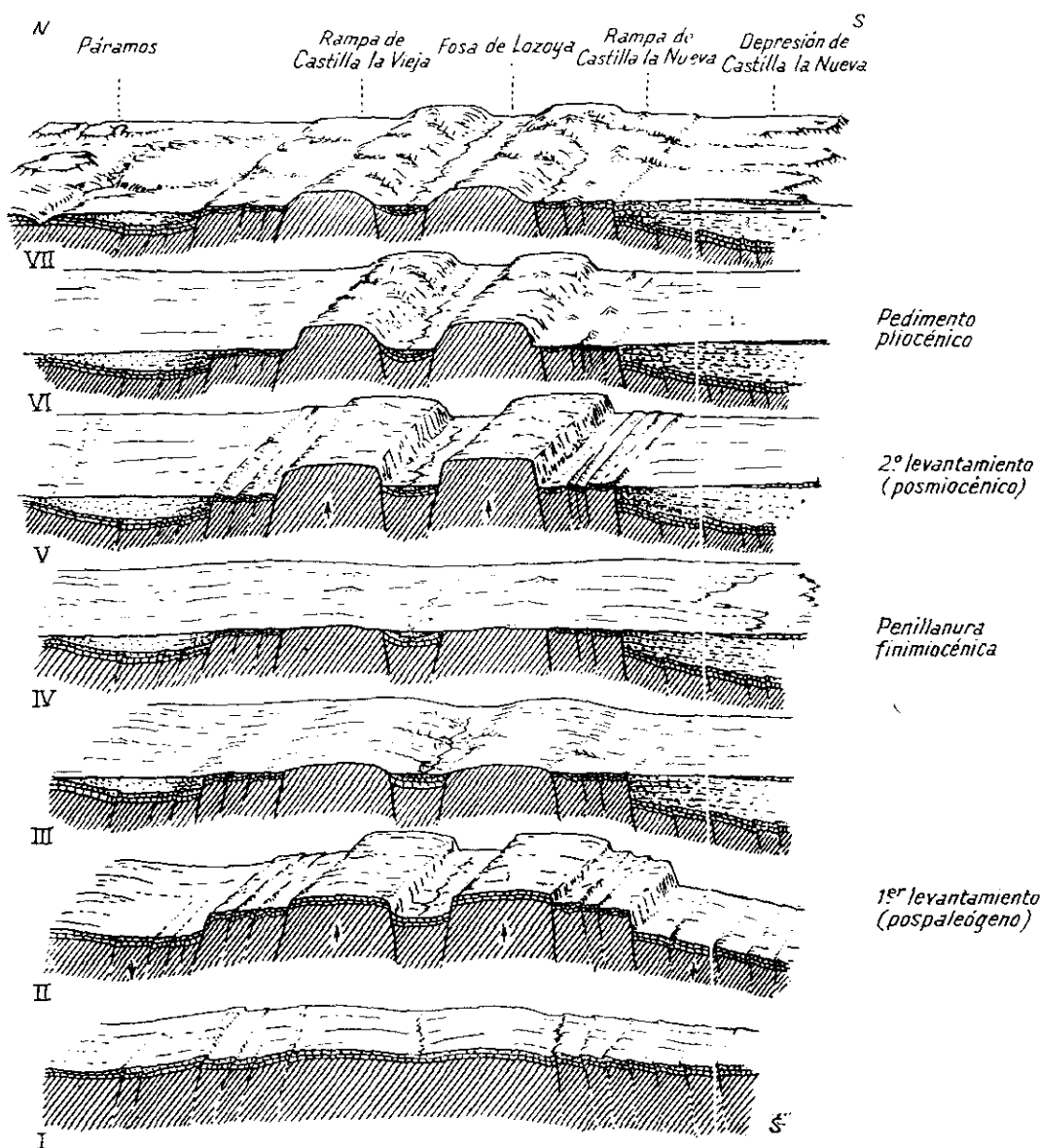
Así el Sistema Central se perfila como una cadena cuyo levantamiento data del Oligoceno Superior y perdura hasta la actualidad.

Un nuevo aspecto a plantearse sobre el fundamento tectónico del Sistema Central consiste en el **mecanismo de formación**. Al respecto se han considerado distintas interpretaciones, que van especificando cada vez más su caracterización morfotectónica:

- La primera interpretación efectiva es la de conjunto de **bloques fallados**, formulada por Fischer, 1894. Al carecer mayoritariamente de cobertera sedimentaria, el Sistema Central puede considerarse como un ejemplo clásico de estilo tectónico germánico.

Esta idea fue precisada como “un conjunto de bloques o témpanos, que se hallan escalonados longitudinalmente y diferenciados transversalmente”, en 1924, por E. Hernández Pacheco y designado como “Schollengebirge”, en 1936, por Schwenzner.

- MORFOTECTÓNICA -



— Evolución morfológica de la Cordillera Central. I) A mediados del Terciario (Oligoceno); inmediatamente después del paroxismo pirenaico; se pliega la cobertura y se esboza el abombamiento de la Cordillera Central. II) Fracturas posteriores al plegamiento, a mediados del Mioceno; se individualiza sobre todo las grandes fallas que hunden las depresiones castellanas y las separa del bloque de la Cordillera Central. III) Empieza la colmatación de las depresiones castellanas con materiales arrancados a los bloques levantados, cuyo relieve progresivamente pierde vigor a causa de la erosión. IV) Penillanura de fines del Mioceno como final del ciclo sedimentario; en las hondonadas palustres se sedimentan las calizas de los páramos. V) Rejuvenecimiento del relieve como consecuencia del plegamiento de fines del Terciario (Plioceno); deformación de la penillanura miocénica y plegamiento de los bordes terciarios de las depresiones castellanas. VI) Formación de la penillanura de fines del Terciario, con pedimento y monte: islas. VII) Rejuvenecimiento pospliocénico y encajamiento de la red hidrográfica actual. El zócalo paleozoico, en rayado; encima la cobertera secundaria y de principios del Terciario (Paleógeno). El Mioceno coronado por las calizas de los páramos.

Fig. 45 Interpretación de la morfogénesis del S. Central según Solé Sabarís, 1952, luego modificada por el autor (1954). En este esquema el relieve actual del Sistema Central comienza en el Plioceno (fase VI).

- Una segunda interpretación hace referencia al carácter de los esfuerzos implicados. Esto fue intuido genialmente por Birot y Solé en 1954 y las mediciones actuales no hacen más que confirmarlo: se ha producido un movimiento en la horizontal que genera el relieve según un **doble mecanismo**: primero, directamente, por **compresión**, que produce **elevación de la parte superficial** a la vez que profundización de las raíces y en segundo lugar, al cesar el esfuerzo compresivo (en una situación de **distensión relativa**), en que **las raíces se levantan isostáticamente** en la vertical.

A nivel peninsular la fase compresiva se estima que se extiende desde el Cretácico Superior al Mioceno Medio y la fase distensiva desde entonces hasta la actualidad (Vegas, 1987). Este comportamiento, con dos fases de formación del relieve, directa y retardada, parece generalizado para muchos conjuntos orográficos, especialmente cadenas intraplaca, como el Sistema Central.

Según este esquema cabe interpretar los elementos fundamentales del Sistema Central: las fallas limítrofes y la dovela central hundida longitudinalmente.

El análisis de las grandes **fallas exteriores** al Sistema Central ha demostrado un carácter inverso. Tradicionalmente ésto se ha relacionado con períodos compresivos, pero también puede concebirse en un esquema distensivo de reajuste isostático, en que las raíces, antes comprimidas, se elevan hacia arriba, cabalgando sobre los bloques más recientes. En definitiva, se trataría de una solución de **compresión centrífuga**, donde se producen movimientos desde el centro a la periferia, consecuencia de la elevación, y ésta, a su vez, de un esquema distensivo.

Este planteamiento constituye también la explicación de las depresiones longitudinales intermedias, según el modelo definido por Solé en 1952 de un par de bloques centrales elevados, con una **fosa intermedia** y dos dovelas deprimidas a

los lados.

La interpretación de Vegas asocia los valles y fosas longitudinales a resultados de fuerzas compresivas. Sin embargo, sería mucho más fácil relacionarlos con el periodo de elevación por reajuste isostático "en el marco de una **tectónica distensiva**", C. Sanz, 1988. Al alcanzar niveles superiores se crea un doble **empuje hacia el exterior**, que se traduce en el hundimiento de las fosas centrales.

- Un tercer nivel de interpretación hace referencia a los movimientos de placas que generaron estos esfuerzos. La conocida aproximación de la placa Africana y Euroasiática, responsable de la orogenia alpina, se resuelve para el Sistema Central, según Vegas, como un movimiento de **cizalla dextral**.

Esto implica una rotura en **bloques** con una configuración espacial **romboidal**, donde las deformaciones determinan los ángulos agudos de cada bloque, que son NE y SW en el caso del Sistema Central (Portero, 1984).

Este esquema se repite una y otra vez. Esto es, en vez de generarse un único levantamiento orogénico, se crea un modelo de deformación distribuida en tramos, que por su esquema escalonado y progresivamente saliente, ha sido denominado de "**bandas penetrativas**".

En definitiva, los fundamentos tectónicos del relieve del Sistema Central pueden concretarse así: se trata de un relieve eminentemente tectónico, generado al parecer durante el Oligoceno Superior, y que ha perdurado hasta la actualidad. Responde al movimiento vertical de una serie de bloques fallados, lo cual es el resultado de una sucesión de movimientos, primero compresivos y luego distensivos, que se organizan a su vez como una serie de bandas penetrativas con movimientos fundamentalmente dextrales en una cadena intraplaca

2.3. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DEL SISTEMA IBÉRICO

El conjunto del Sistema Ibérico, lo mismo que el del Central, es un **relieve tectónico**; esto es, las elevaciones coinciden por lo general, con las áreas de mayor levantamiento tectónico.

En el Sistema Ibérico esto se advierte claramente en los afloramientos que muestran una ordenación general del centro a la periferia y así los materiales paleozoicos y triásicos se encuentran en posición central, rodeados por los jurásicos, los cretácicos y finalmente los paleógenos. Incluso esta disposición es sólo una manifestación atenuada del relieve como resultado tectónico, pues hay que tener en cuenta que el incremento de altitudes en el centro tiene el mismo efecto aparente que un rejuvenecimiento de los afloramientos.

Sin embargo lo peculiar del Sistema Ibérico es que presenta unos **antecedentes** de individualización que los diferencian del Sistema Central y que se definen de forma negativa como depresión. Se trata del **alaucógeno** mesozoico, esto es, una zona de la corteza que queda adelgazada por distensión. (Álvaro et al. 1978). Sobre éste se van a acumular grandes espesores de sedimentos, que, aunque no son comparables a los geosinclinales béticos o pirenaicos, se diferencian claramente de los de la Meseta Hespérica al Oeste o a los del Macizo del Ebro al Este, donde la cobertera mesozoica es muy poco potente.

La superposición espacial del alaucógeno mesozoico y del orógeno cenozoico demuestra unas **relaciones causales**: se puede suponer que la parte más debilitada y con litología menos consistente, vaya a ser la que también se preste a las deformaciones durante la compresión terciaria y consiguientemente al reajuste isostático posterior.

Podemos, por lo tanto, inferir que la historia del relieve de las Cadenas Ibéricas es más larga que la del Sistema Central, pues tiene un prólogo de relieve precisamente negativo, que constituye un episodio sin el cual no se podrían comprender las características específicas de la estructura tectónica actual.

Es este periodo de alaucógeno mesozoico el que va a permitir la creación de un espesor de sedimentos importante e internamente diferenciado, con niveles plásticos, lo cual está en la base de la **variación de estilos tectónicos** en la vertical, característica fundamental del Sistema Ibérico. El esquema de compartimentación de estilos, tal como se concibe actualmente, varía muy poco respecto al modelo original de Richter y Teichmüller, de 1933, que puede estructurarse así: (fig. 46)

- un conjunto rígido de base, integrado por el **zócalo** (Paleozoico-Prehercínico) y el **tegumento** (Pérmico-Buntsandstein y parte del Muschelkalk);
- un **conjunto plástico** de margas del Keuper y últimas unidades del Muschelkalk, que se comporta como un nivel de despegue, lo que constituye una característica tectónica esencial del Sistema Ibérico.
- un conjunto medianamente rígido del resto del Secundario, con una estructura a base de pliegues, que reproducen de forma atenuada o desplazada los movimientos del zócalo constituyendo la **cobertera**. La independencia de este nivel respecto al sustrato es sólo relativa. Se producen además despegues locales y pequeños deslizamientos, especialmente sobre los materiales del Albense (fig. 26)
- series **discordantes subhorizontales**, localizadas en cuencas internas.

En definitiva, el estilo tectónico de la cordillera puede definirse como de zócalo y cobertera (Richter y Teichmüller, 1933), o si se prefiere de "zócalo, tegumento, nivel de despegue y cobertera" (Gabaldón, V., et al., 1982). Estas variaciones en

la vertical se manifiesten además en una zonación espacial (observación de Richter y Teichmüller).

Así pues el zócalo hercínico se estructura en una serie de bloques, a los que se adapta fielmente el tegumento y con una independencia relativa la cobertera sobre el nivel, o niveles, plásticos de despegue.

Esta organización no permite su identificación con un estilo alpino, dada su mayor sencillez, ni con uno sajónico, sólo aplicable al conjunto basal del zócalo-tegumento. La solución quizá resida en la necesidad de precisar un estilo propio "**ibérico**", que exprese el modelo de zócalo y cobertera, como definió Staub en 1926.

Una tercera característica, sin duda de menor envergadura, que ayuda a precisar la fundamentación tectónica del Sistema Ibérico, es el fenómeno de la **doble vergencia** de los pliegues, hacia el Oeste y hacia el Este, señalado por Stille en 1929, a ambos lados de lo que llamó Divisoria Central Ibérica: el levantamiento de la cadena inclina estratos y estructuras hacia la periferia, según el esquema de "compresión centrífuga", que señalamos anteriormente para el Sistema Central. (fig.47)

De Norte a Sur, se reconocieron en esta Divisoria Central **tres tramos**, que Richter y Teichmüller designaron como sectores Numantino, Hespérico y Turolense, y que hoy se pueden concebir como sectores desplazados dextralmente hacia el NE.

Resumiendo, encontramos como claves de la fundamentación tectónica del Sistema Ibérico, su evolución previa como alaucógeno, la variación de niveles tectónicos en la vertical, un estilo ibérico, y la existencia de una divisoria central para la vergencia de los pliegues.



NIVELES TECTÓNICOS: TIPOLOGÍA

Fig. 46 Esquema idealizado de los niveles tectónicos en la Paramera de Sigüenza: zócalo, tegumento, nivel de despegue y cobertera.

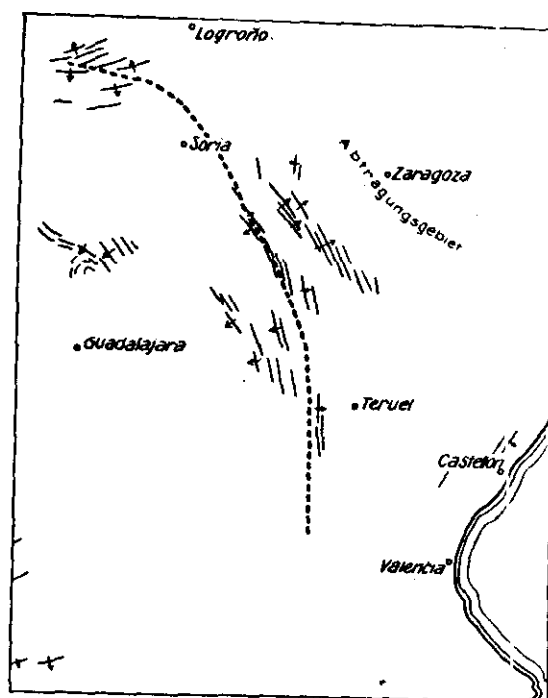


Fig. 47 La doble vergencia del zócalo en la Cadena Ibérica según Lotze, 1929.
Abtragungsgebiet= Área de hundimiento.

2. 4. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DE LAS CUENCAS TERCIARIAS

La existencia de afloramientos terciarios, más recientes y a cotas más bajas que la de los materiales de los relieves circundantes, ha llevado a pensar desde hace mucho tiempo, que el origen de las altiplanicies de las submesetas se relaciona con un hundimiento tectónico, con **grandes graben**, tanto al Norte como al Sur.

Con tal suposición se ha asociado la aparición de los **primeros materiales** que cubrían el zócalo con el inicio de la diferenciación de las cuencas. La datación de estos materiales ha resultado problemática, y así encontramos referencias del Eoceno Medio o Superior, pero también paleocenas, incluso se apunta la posibilidad de materiales que correspondan al final del Cretácico.

Sin embargo es preciso notar que la aparición de materiales terciarios no implica necesariamente la configuración de las cuencas tectónicas. Esto explica que se hayan encontrado facies marinas en el paleógeno del borde Norte, indicando condiciones de apertura al mar.

Por el contrario el carácter de cuenca viene dado por la **elevación de relieves en contrapendiente**, el Sistema Ibérico y la Cordillera Cantábrica, y esto resulta posterior. Supone el paso de una deposición abierta a una auténtica cuenca tectónica.

Lo que parece fuera de duda es que tanto en la Cuenca del Duero, como en la del Tajo-La Mancha, existieron **cuencas independientes**, de funcionamiento autónomo, cuencas que se segregaron e individualizaron con el tiempo, como la del Bierzo, cuencas que por el contrario se unieron, como la de Almazán, y otras que, aunque unidas, han funcionado con gran autonomía como la de Ciudad Rodrigo, aparte del Corredor de la Bureba, que mantuvo el enlace entre el Ebro y el Duero.

De todas formas es posible diferenciar una primera etapa de interpretación en

que se consideraban las **cuencas en conjunto** delimitadas por sus fallas marginales. Estas fallas que las individualizan han sido consideradas, en parte, como reajuegos tardihercínicos, lo cual se justifica por la facilidad de que en un zócalo ya fragmentado se aprovechen las líneas de debilidad para librar las tensiones.

En este sentido la interposición del Sistema Central entre las dos depresiones meseteñas constituye un grave problema. En principio la solución más satisfactoria parece considerar que se tratara de un **abombamiento** de radio de curvatura amplio que experimentase una **distensión posterior**, causante del hundimiento de los dos grandes graben, que se vería compensado en su sector central por la elevación del Sistema Central.

En una segunda fase interpretativa sin embargo, se abordó la **compartimentación interna** de las propias cuencas. Este esquema fue ideado en principio por Alía, 1960, que lo comprobó a modo de ensayo en un sector de La Sagra, y que luego fue analizado de forma más amplia por Marín Escorza y Cadavid para la Cuenca de Madrid (fig. 48). Además de la determinación de esta compartimentación del zócalo, se plantea la influencia de estas fallas sobre el relieve exterior, en lo que se ha llamado tectónica de revestimiento.

Las **direcciones** coinciden con las **generales** de los relieves circundantes, así son NE-SW y NW-SE, y E-W. Se han determinado también lineaciones circulares.

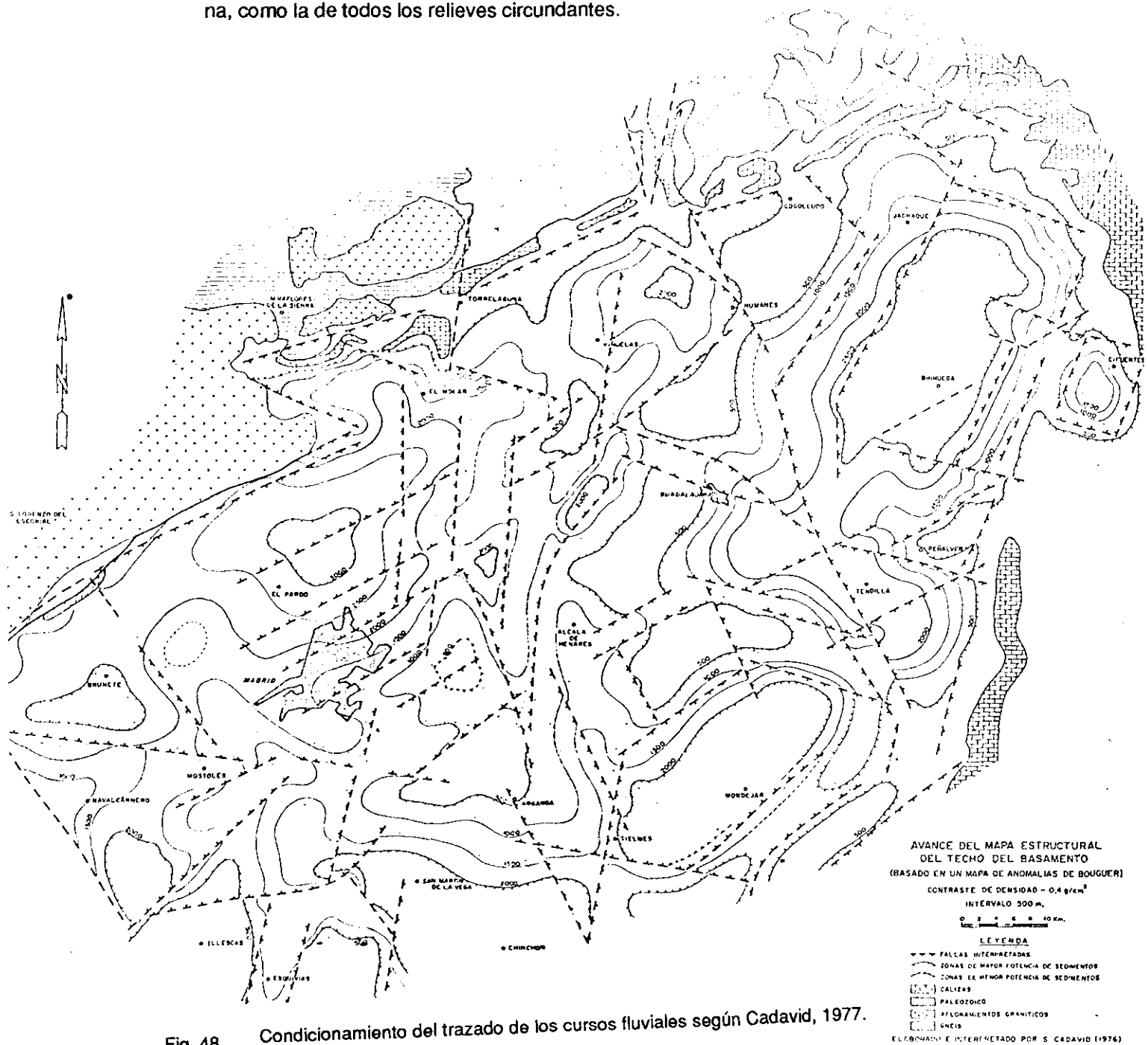
Otro carácter específico de la cuenca del Duero y del Tajo es su **asimetría** de fondo. Una asimetría muy peculiar, que alcanza los mayores profundidades en las proximidades de la Cordillera Cantábrica y del Sistema Ibérico en la Submeseta Norte y en las inmediaciones del Sistema Central en la Submeseta Sur.

Los **tremendos espesores** que se alcanzan en las zonas más profundas, de más de 3000 m., resultan del todo sorprendentes. Indican en cualquier caso

compensaciones isostáticas, pero eso no es suficiente.

Aparte de esto se han planteado lo que se puede llamar compensaciones laterales, donde el ascenso de las masas montañosas, se ve compensados por el hundimiento de los bloques vecinos.

El motivo de la altitud elevada de las altiplanicies es un tema poco tratado. En un esquema del arrasamiento finimioceno, sería resultado de una elevación pliocena, como la de todos los relieves circundantes.



Condicionamiento del trazado de los cursos fluviales según Cadavid, 1977.

ELABORACIÓN E INTERPRETACIÓN POR S. CADAVID (1976)

2.5. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

2.5.1. Los estilos tectónicos.

En el relieve actual de la Paramera de Sigüenza se reconocen **tres estilos tectónicos** fundamentales: (fig. 49)

- un estilo "**sajónico simple**" (Schröder, 1930) en el área occidental, donde aparece un único nivel de tegumento, adaptado al zócalo;
- un estilo "**ibéríde**" típico, con los tres niveles de sustrato, despegue y cobertera, reseñados anteriormente y que se encuentra mayoritariamente en el Centro y al Este;
- un estilo **tabular**, que corresponde a las plataformas estructurales de la cuenca terciaria de Almazán, al Norte y del Tajo al SW.

En cualquier caso, la compartimentación tectónica y el pequeño tamaño de las diversas unidades, constituye una característica diferencial fundamental de la Paramera.

Justificamos cada uno de los tres sectores diferenciados:

El área **central y oriental** puede considerarse "**ibéríde**", por cuanto se ven reflejados los **rasgos esenciales del estilo del Sistema Ibérico**:

- la diferenciación de niveles tectónicos en la vertical (zócalo, tegumento, despegue y cobertera),
- la rápida aceleración de la intensidad tectónica hacia el borde de la cadena,
- el esquema evolutivo general del Sistema Ibérico, desde el alaucógeno inicial.

El carácter disimétrico de pliegues y bloques tectónicos, con independencia de las direcciones, constituye, sin embargo, un rasgo común a los Sistemas Ibérico y

Central.

Dentro del estilo general de la cadena, el área refleja además las características distintivas del sector occidental (celtibérico) por:

- una estructura bastante tranquila, (Richter y Teichmüller, 1933);
- independencia sólo relativa de la cobertera por encima del nivel de despegue, lo que está en relación con la menor potencia de las series mesozoicas de borde continental. En definitiva, cuanto más superficial es el zócalo rígido, más predominan las fracturas en lugar de los pliegues, (Solé, 1978).

El área **occidental** puede considerarse de estilo sajónico simple, en cuanto las estructuras que aparecen en superficie son **reflejo de las estructuras de basamento**, y corresponden a **series sedimentarias poco potentes**, incluido el nivel plástico del Keuper (de 150 m. al Este, pasa aquí a 50-70 m.), siendo, además más arenoso, de forma que "no se aprecia influencia de esta unidad como capa de despegue" (Hernando, 1980). Esto, a pesar de que la aparición del Albenense, al W. de Somolinos, suple parcialmente la disminución de potencia del Keuper como nivel de despegue.

El tercer área tiene un estilo claramente definido: las estructuras **tabulares** de las cuencas terciarias situadas al N. y al SW corresponden a estratos subhorizontales muy poco deformados.

Se puede uno cuestionar cómo estilos tan diferentes, ibérico, sajónico y tabular se integran para formar una única entidad morfológica: es evidente la existencia de una peculiar superficie de erosión y una dinámica de planoadaptación del relieve, que luego se tratará. Pero además, existe una serie de **elementos tectónicos que propician la horizontalidad**:

- en el área central, el amortiguamiento de la deformación tectónica por encima del nivel de despegue: "retazos jurásicos escasamente desviados de la horizontal", Macpherson, 1901;

- en el área occidental, el carácter subhorizontal de los estratos de tegumento sobre el zócalo;

- en las áreas marginales de las cubetas terciarias postorogénicas, la propia disposición horizontal originaria de los estratos.

2.5.2. Las direcciones tectónicas.

Si, en cuanto al estilo, la Paramera de Sigüenza reproduce mayoritariamente las características de la Cadena Ibérica, en cuanto a direcciones, por el contrario, constituye un **verdadero entronque de Influencias**, no sólo del Sistema Central y del Ibérico, sino también de las cubetas del Tajo y del Duero.

Se reconocen 5 direcciones tectónicas fundamentales: las 4 primeras ya las señaló Schröder en 1930 y la quinta se indica en Gabaldón, V., et al., 1982:

- la **NE**, denominada **guadarrámica**, y antes erzgebírgica y varísica. Ya en 1894 Fischer, la consideró como fundamental en la explicación del relieve del Sistema Central;

- la **NW**, dirección **Ibérica**, herciniana, celtibérica o armoricana, considerada la más característica del Sistema Ibérico, cuyo "eje fundamental es NW, en relación con las líneas estructurales". (Richter y Teichmüller, 1933);

- la **E-W**, característica también del Sistema Central y que anteriormente Schröder señalaba como intermedia entre el Sistema Central e Ibérico;

- la **N-S**, dirección **altomirana**, Gabaldón, V., et al., 1982: dirección del límite oriental de la Cuenca del Tajo y de la referida Sierra de Altomira. En su extremo septentrional de influencia se presenta en la Paramera de Sigüenza como **NNW**.

- la **WNW**, asociada a la Cuenca de **Almazán**, Gabaldón, V., et al., 1982.

La forma de disponerse las direcciones presenta cierta organización espacial, si se consideran áreas de predominio o de condominio de determinadas direcciones, aunque no resulta extraña la concepción de Schröder en 1930, que encontra-

ba un esquema “manifiestamente irregular, con superposiciones y reapariciones repentinas de direcciones, que ya habían sido abandonadas y torsiones de una en otra”, pues esta es la sensación más general sobre el terreno, por lo que puede concluir que presenta una “apariencia desordenada”.¹

Sin embargo sobre la cartografía hemos podido determinar **áreas periféricas de dirección claramente dominante** y otras **centrales de Intersección de direcciones**. Entre las primeras, de dirección dominante, se encuentran: (fig. 50-55).

- dirección **WNW**, al Norte, en relación con el hundimiento de la Cuenca de Almazán.
- dirección **NW**, al SE, relacionada con el levantamiento del Sistema Ibérico.
- dirección **NNW**, al SW, en relación con el borde oriental de la Cuenca del Tajo.
- dirección **NE**, al Oeste, relacionada con el levantamiento del Sistema Central.

La zona central de **Intersección de direcciones** no corresponde a una superposición sin más, sino a una verdadera ordenación con tres áreas de condominio entre la **dirección NE** y las de dirección NW, WNW y NNW, sin apenas yuxtaposición espacial. Esto supone:

- área de condominio **NE- NW**
- área de condominio **NE- WNW**
- área de condominio **NE- NNW**

Por su parte la **dirección E-W** determina a su vez dos áreas de intersección, con la propia dirección guadarrámica NE y con la WNW, generándose así,

- área de condominio **E-NE**
- área de condominio **E-WNW**

¹ “erschient... ziemlich regellos”. Schröder, 1930, pág. 163 (731). Das Grenzgebiet von Guadarrama und die Hesperischen Ketten.

En definitiva, este panorama de direcciones tectónicas apunta más a una ordenación espacial de los resultados tectónicos que a una variación temporal de las direcciones de esfuerzo.

DIRECCIONES TECTÓNICAS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA
ESQUEMA DE SÍNTESIS

May 1, 2009

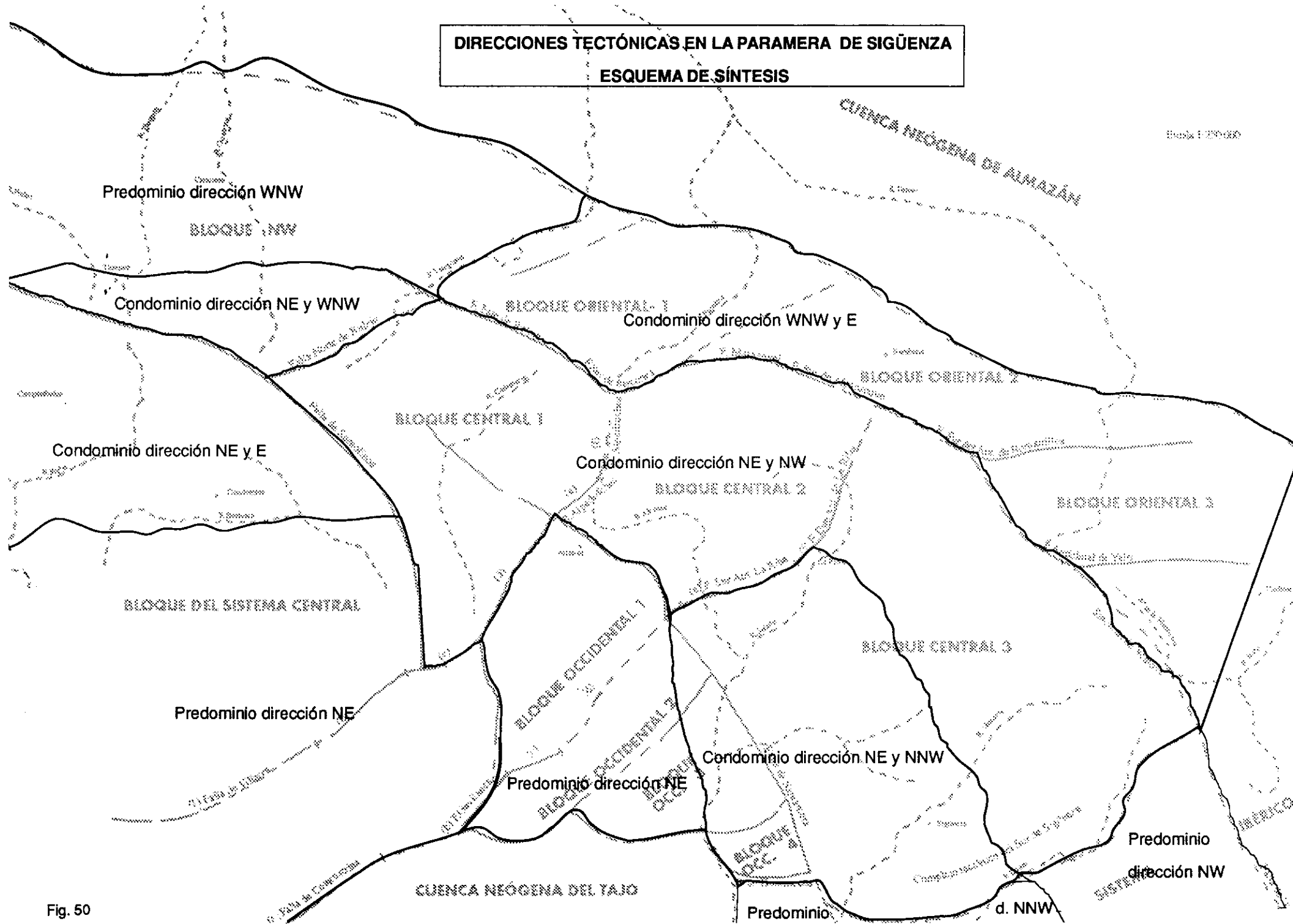







Fig. 50

Fig. 51

DIRECCIONES TECTÓNICAS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA

	Dirección ibérica
	Dirección guadarrámica I
	Dirección guadarrámica II
	Dirección Almazán
	Dirección Altomira

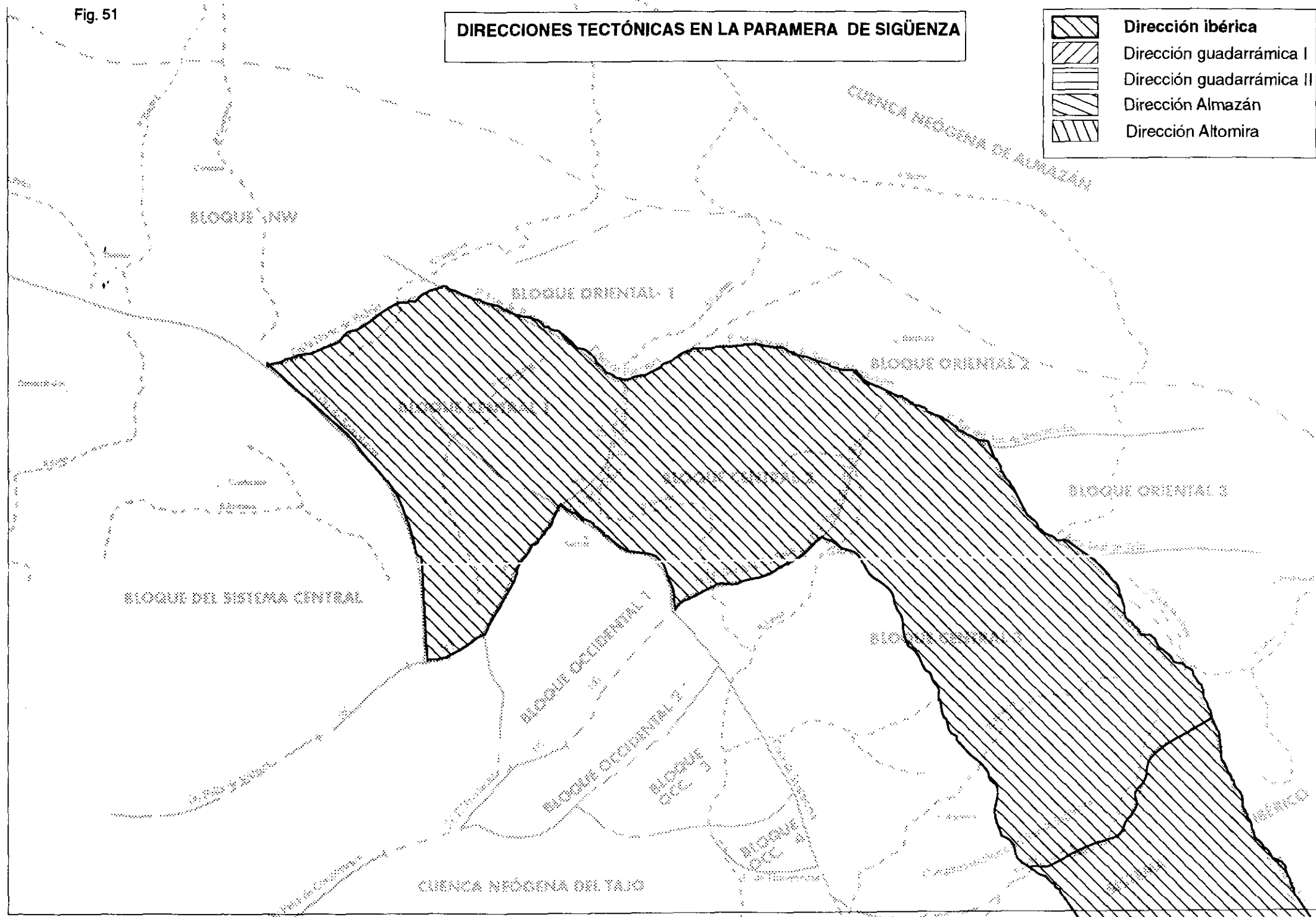
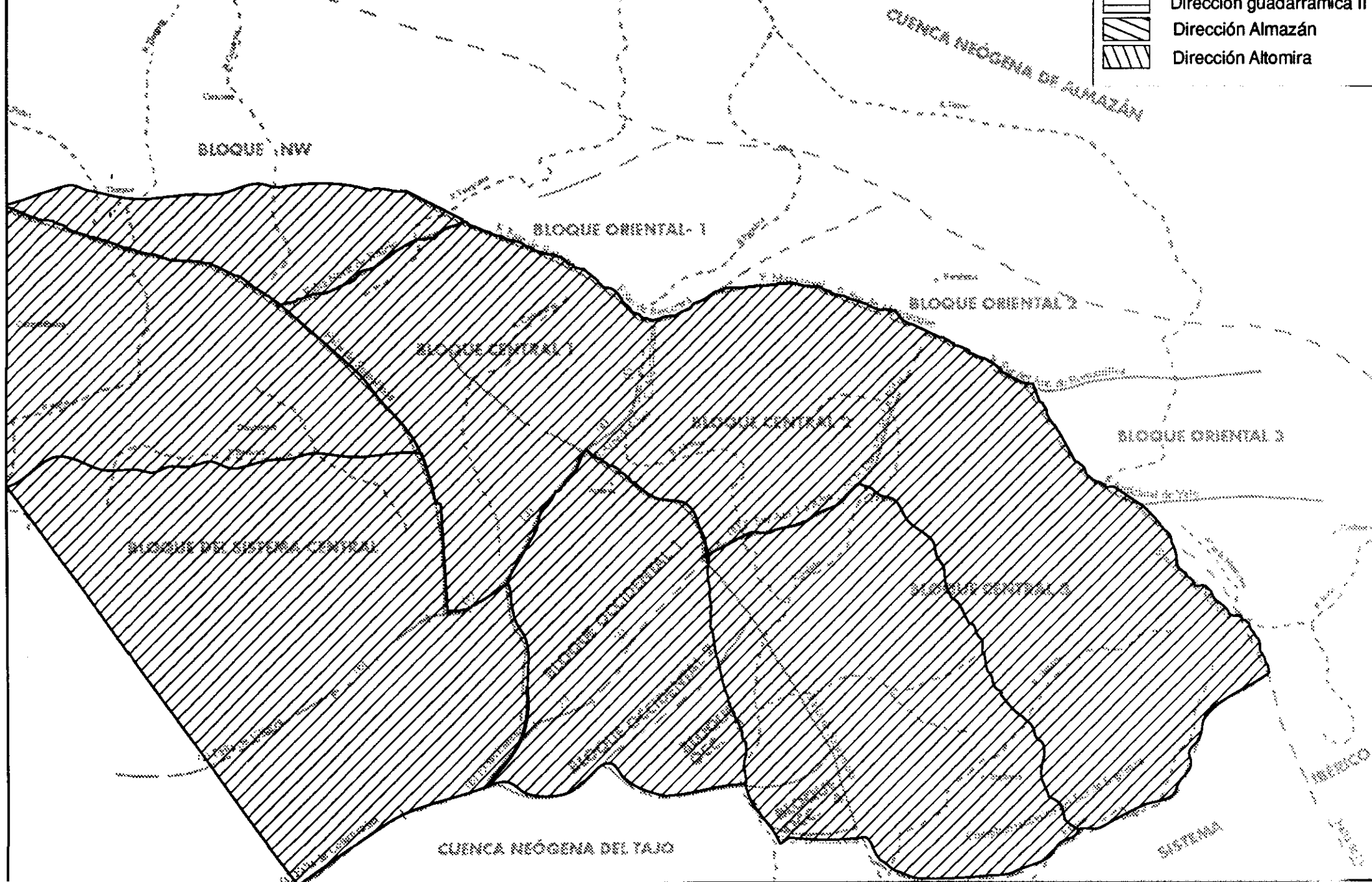
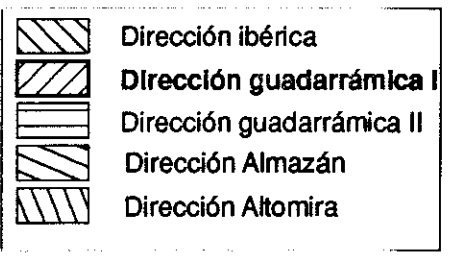


Fig. 52

DIRECCIONES TECTÓNICAS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA



DIRECCIONES TECTÓNICAS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA

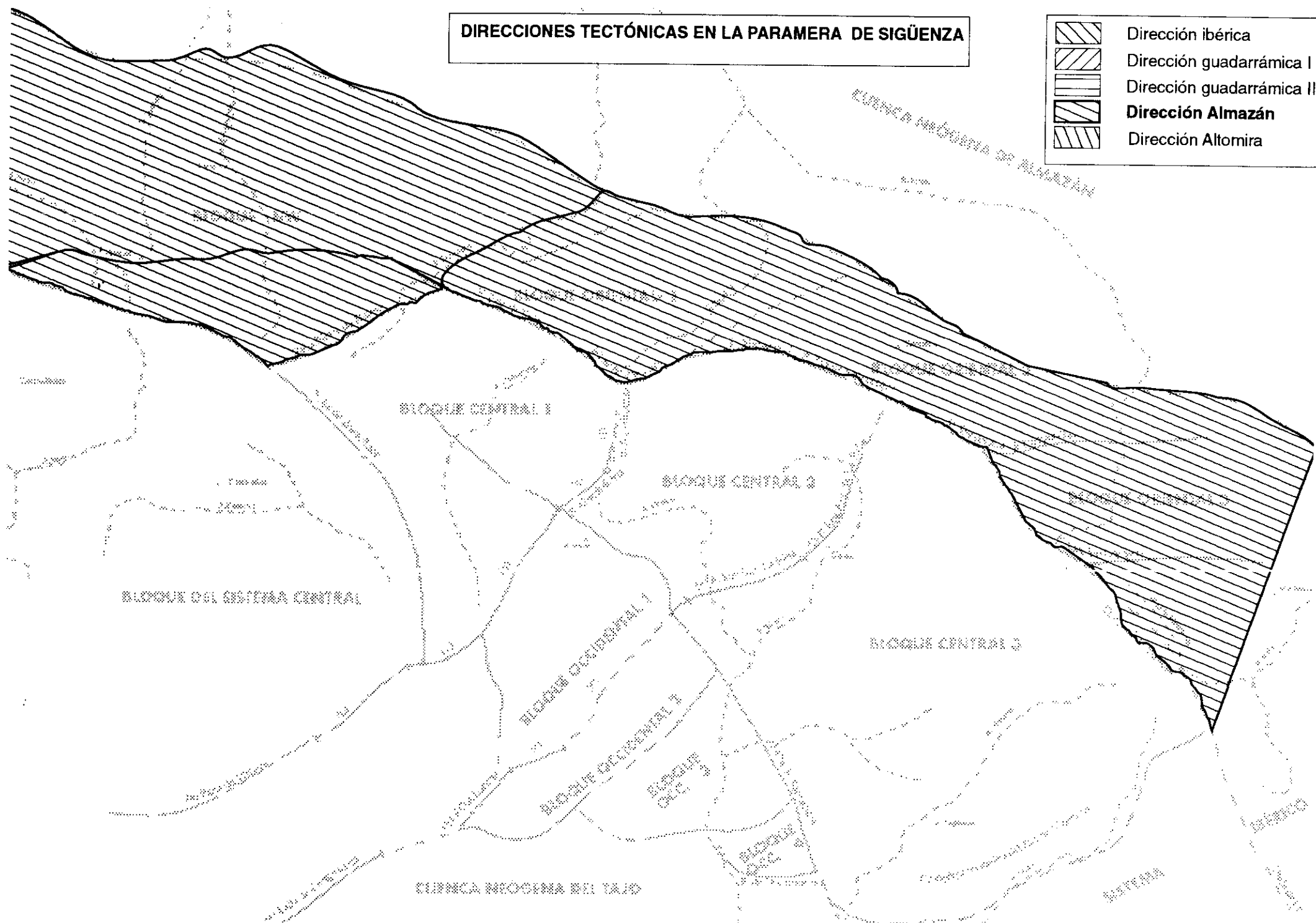
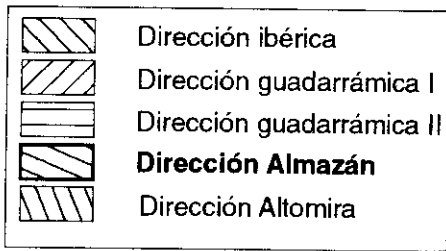


Fig. 54

DIRECCIONES TECTÓNICAS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA

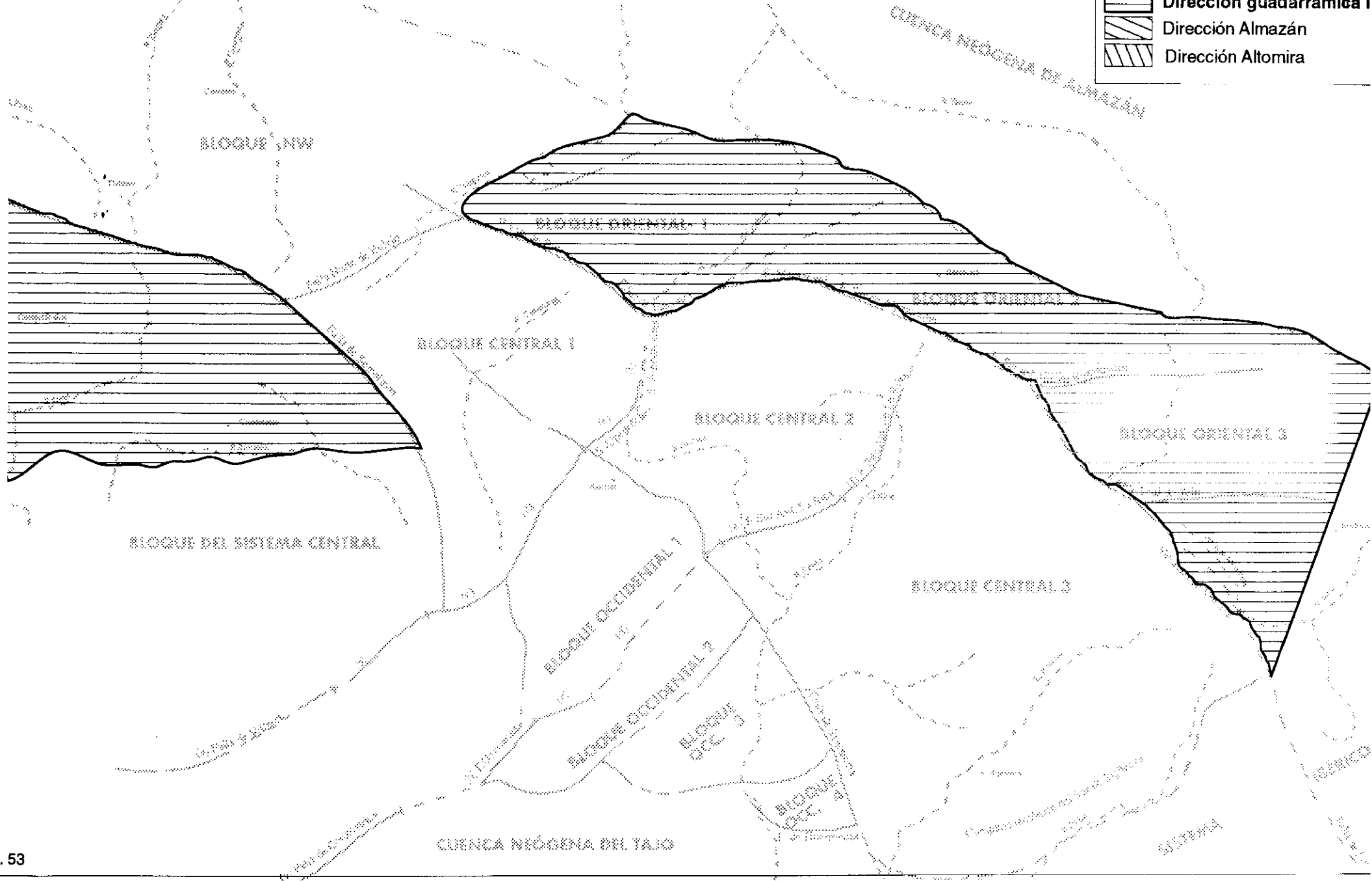
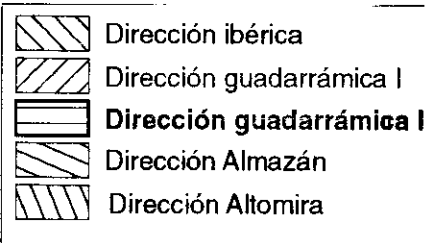
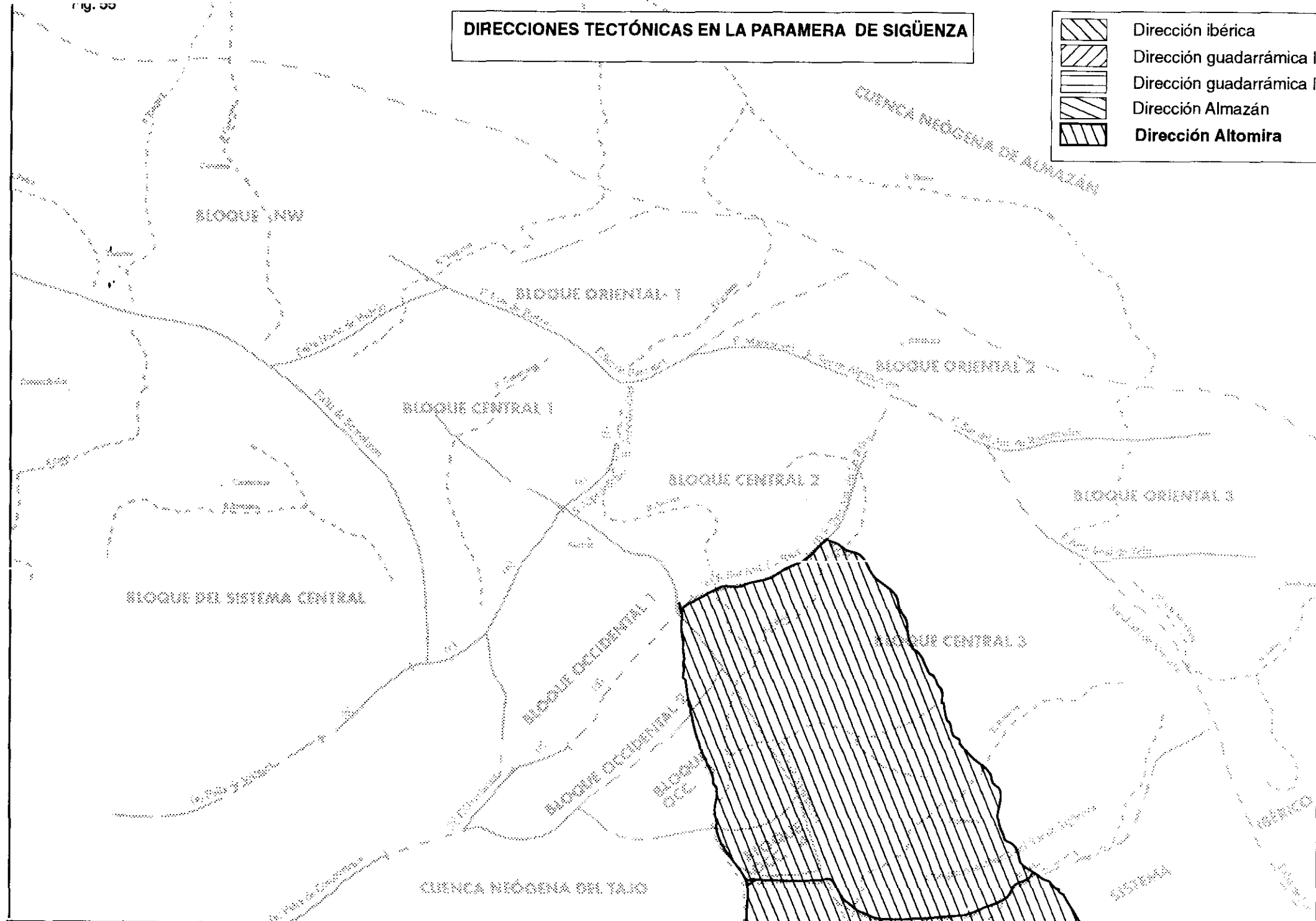


Fig. 53



2.5.3. Los ejes y bloques tectónicos de la Paramera de Sigüenza.

Una serie de **ejes tectónicos fundamentales** (grandes fallas, pliegues acusados, series monoclinales de fuerte buzamiento), encierran conjuntos más estables que constituyen bloques tectónicos, configurando una estructura clave para el entendimiento morfotectónico de la Paramera. Analizamos en primer lugar estos ejes y a continuación los bloques que encierran.

Se reconocen dos ejes de dirección ibérica (uno occidental y otro oriental) y cuatro de dirección guadarrámica, dos principales y dos secundarios (ver fig. 56).

El eje Ibérico occidental es muy nítido, integrado por la falla de Somolinos, al Norte y la falla de Santamera, al Sur, prolongándose luego como falla de contacto entre el Sistema Ibérico y la Cuenca del Tajo.

Entre las fallas de Somolinos y Santamera no existe continuidad ni fallas transversales de enlace directo. Conforman un modelo escalonado de banda penetrativa con las dos fallas dispuestas en paralelo y un tramo común solapado. Esta disposición resulta de la adaptación sólo aproximada de las líneas de debilidad a los esfuerzos tectónicos.

El eje Ibérico oriental se encuentra parcialmente enmascarado por materiales mesozoicos, pero de todas formas puede seguirse como prolongación de la falla de Anquela y Luzón en el Sistema Ibérico, por Sierra Ministra, el sinclinal de Ventosa, el extremo occidental de los anticlinales de Miño-Medinaceli y Alcubillas, el sinclinal de Alpanseque, las fallas de Mazarovel, el anticlinal de Barcones y el extremo oriental fallado de la Sierra de Bulejo.

Las dos alineaciones, occidental y oriental, convergen hacia el NW de forma

que, mientras en Sigüenza distan 18 Km., al Norte de Bulejo, sólo las separan 9 Km.

En **dirección guadarrámica** se perfilan cuatro ejes fundamentales. Destacan **dos ejes maestros**, que presentan un esquema muy quebrado, seguido con notable paralelismo, tal como se puede comprobar gráficamente:

- tramo a. Dirección 60º E. Al Norte, la falla Oeste de Villares. Al Sur, la falla Congostrina- W del Embalse de Pálmaces;
- tramo b. Dirección 45º E. Al Norte, la falla que se extiende desde Villares al río Bornova. Al Sur, la falla de Gavilanes (Soers 1972), al Oeste del Embalse de Pálmaces;
- tramo c. Dirección 75-80ºE. Al Norte, falla desde el río Bornova al barranco del Hierro. Al Sur, falla Norte de Torrenegro;
- tramo d. Dirección 35-45º E. Al Norte, " Falla del Bornova", (Soers 1972), del Bco. del Hierro, por Naharros, al W de Atienza. Al Sur, falla desde Torrenegro al SW del Anticlinal de La Riba;
- tramo e. Dirección 60-70º E. Al Norte, falla Sur del Anticlinal de Alpedroches. Al Sur, falla Sur del Anticlinal de La Riba;
- tramo f. Dirección 25-30º E. Al Norte, flanco SE y Sur del Anticlinal de Alpedroches. Al Sur, flanco Este del Anticlinal de La Riba.

Otros **dos importantes ejes** se individualizan en paralelo **al Norte y al Sur** de estos dos maestros, aunque confinados entre las dos alineaciones ibérica occidental y oriental ya descritas:

- la falla del Norte de la Sierra de Bulejo;
- el complejo tectónico del Sur de Sigüenza, que comprende el flanco Sur del Anticlinal de Sigüenza, el Sinclinal de Fuentemañas; y el Anticlinal del río Dulce.

BLOQUES TECTÓNICOS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA

Escala 1:250.000

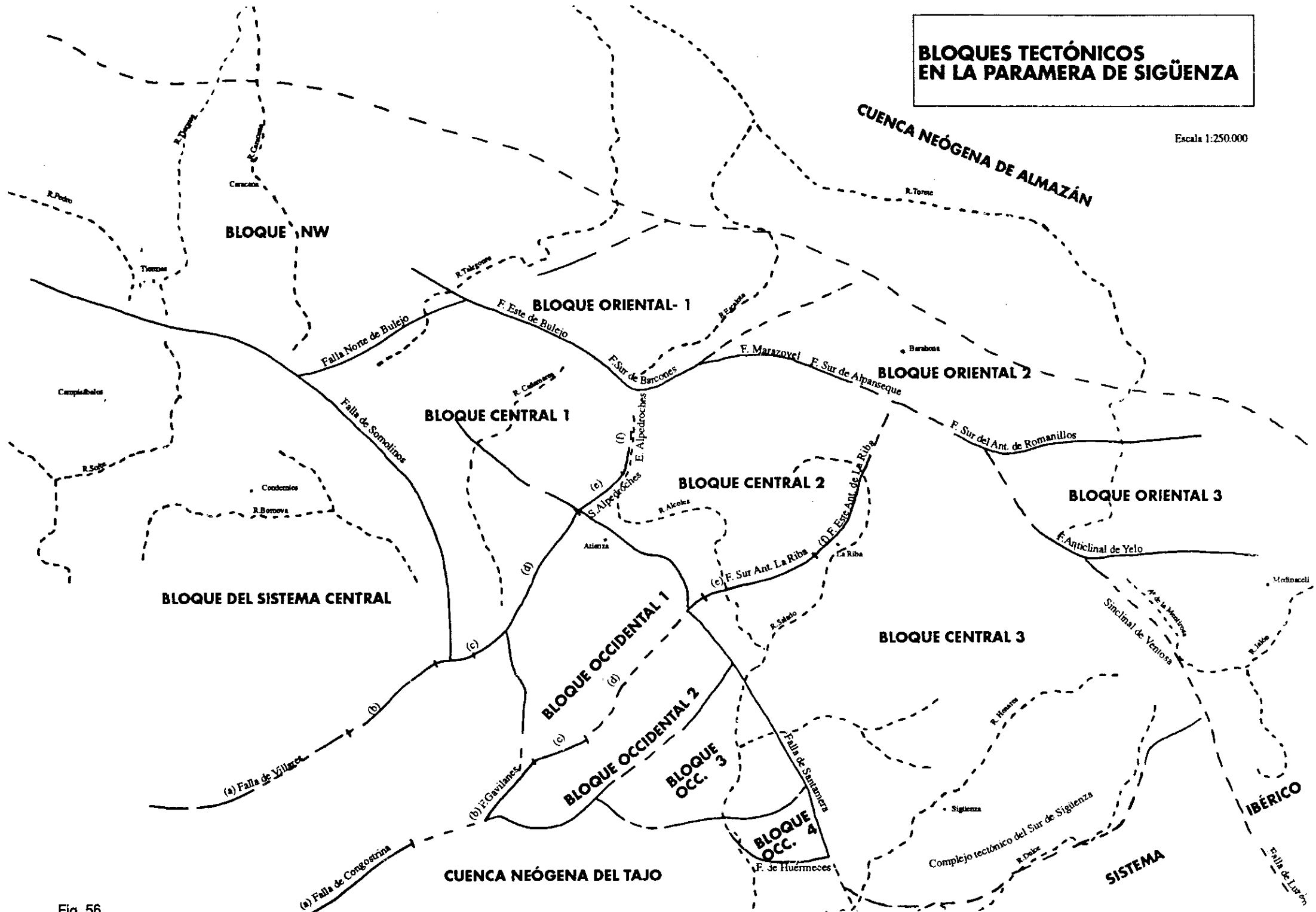


Fig. 56

Por otra parte, en el **extremo oriental** se individualizan una serie de **fallas E-W**, que engarzan directamente mediante falla curva o quiebro brusco con la alineación ibérica oriental. Estas fallas son, de Norte a Sur:

- falla Sur del Anticlinal de Barcones;
- falla Sur del Anticlinal de Romanillos o de Alcubillas;
- falla Sur del Anticlinal de Yelo o de Miño-Med naceli.

De esta forma los ejes tectónicos descritos limitan e individualizan una serie de **bloques** de relativa "tranquilidad" tectónica. Se pueden reconocer:

- los bloques **externos** a la propia Paramera de Sigüenza: los grandes bloques del Sistema Central, de las Cuencas de Almazán, del Tajo y del Sistema Ibérico.

- los bloques **centrales**, entre las alineaciones occidental y oriental. Son progresivamente más pequeños hacia el Norte, debido a la convergencia de las mencionadas alineaciones (señaladas como Bloques Centrales 1, 2 y 3). Están separadas por cuatro fallas de dirección guadarrámica;

- bloques **orientales**: al Este de la alineación oriental se reconocen otra serie de bloques separados por fallas subparalelas (Bloques orientales 1, 2 y 3);

- bloques **occidentales**. Entre la prolongación de la falla de Somolinos y la de Santamera, se individualiza un conjunto de bloques cada vez más pequeños hacia el Sur: (Bloques Occidentales 1,2,3 y 4), separados por fallas menores, la más meridional de las cuales es la falla de Huérmeces.

En definitiva, la Paramera de Sigüenza se articula en una serie de bloques tectónicos mucho menores que los del Sistema Ibérico y Central, resultado del entronque de alineaciones fundamentales.

2.6. LAS UNIDADES MORFOTECTÓNICAS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

Entendemos por **unidades morfotectónicas** los componentes del relieve que son resultado, más o menos mediatizado, de una estructura o disposición tectónica. Esta definición no coincide con la frecuente acepción del término, que los interpreta como los relieves, cualesquiera que sean, que corresponden a las diferentes unidades tectónicas utilizadas como base de definición (García Abbad)...

A diferencia de esto, las unidades fundamentales que consideramos tienen un **fundamento morfológico**, aunque quedan definidas como **unidades que genéticamente son resultado de la tectónica**.

Sin embargo una vez definidas y diferenciadas las unidades morfotectónicas, resulta conveniente utilizar también criterios tectónicos para su estructuración. En cualquier caso se han utilizado:

- los estilos, diferenciando sajónico, ibérico y tabular;
- los niveles dentro de cada estilo (tegumento y cobertera);
- el tamaño de los bloques en que está compartimentada la estructura: macrobloques, mesobloques y microbloques;
- la posición central o marginal dentro de cada bloque, que condiciona el buzamiento de los estratos.

Así en principio es conveniente diferenciar el estilo sajónico del área occidental, del estilo ibérico del área oriental, y del estilo tabular de los márgenes.

Dentro del área occidental el tamaño de los bloques resulta un criterio decisivo de caracterización, lo que permite distinguir entre macrobloques, mesobloques y microbloques. Los primeros son los que poseen un tamaño suficientemente grande para que convenga individualizar los sectores internos, de tectónica "tranquila", de los de los límites, que por el contrario presentan una tectónica muy "movida".

Dentro del área centro-oriental, conviene diferenciar los dos niveles de tegumento y cobertera.

Así, las principales unidades morfotectónicas que pueden reconocerse en la Paramera de Sigüenza son las siguientes: (fig.57)

RELIEVES DE TEGUMENTO

1. Relieves de tegumento en zonas internas de macrobloques.
 - 1.1. La depresión ortoclinal de Miedes.
 - 1.2. Las cuestas de Liceras.
 - 1.3. La rampa monoclinal de Caracena.
2. Relieves de tegumento en zonas marginales de macrobloques.
 - 2.1. El sinclinal colgado de Sierra de Pela.
 - 2.2. La Cuenca tectónica de Campisábalos.
3. Relieves de tegumento en mesobloques.
 - 3.1. La bóveda anticlinal de la Sierra de Bulejo.
 - 3.2. El área plegada de Castro.
4. Relieves de tegumento en microbloques.
 - 4.1. Los microrrelieves invertidos de Santamera.

RELIEVES DE TEGUMENTO Y COBERTERA

5. Relieves de tegumento y cobertura (estilo ibérico).
 - 5.1. Anticlinales desventrados de Sigüenza, La Riba y Alpedroches.
 - 5.2. Los lomazos anticlinales de Barcones, Alcubillas y Miño.

RELIEVES DE COBERTERA

6. Relieves de cobertura.
 - 6.1. Las mesas subhorizontales de las Parameras Centrales.
 - 6.2. Las mesas subhorizontales de la Paramera de Medinaceli.

RELIEVES TABULARES

7. Relieves tabulares.
 - 7.1. Las sierras planas de Bordecorex, Hontalbilla y La Mata.
 - 7.2. Frentes tabulares de la Rampa de Caracena y la Paramera de Barahona.
 - 7.3. Las mesas epiestructurales de Cutamilla.

UNIDADES MORFOTECTÓNICAS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

Escala 1:400.000

The map illustrates the following units and features:

- Relieves hemitabulares del borde de la Cuenca del Duero**: Hemitabular reliefs at the edge of the Duero Basin.
- Rampa monoclinal de Caracena**: Monoclinical ramp of Caracena.
- Cuestas de Liceras**: Escarpments of Liceras.
- Sinclinal colgado de Pela**: Hanging syncline of Pela.
- Depresión oroclinal de Miedes**: Oroclinal depression of Miedes.
- Anticlinal de Alpedronques**: Anticline of Alpedronques.
- Anticlinall de La Riba**: Anticline of La Riba.
- Rel. Invertidos Par. Santanera**: Inverted relations of the Santanera Paramera.
- Cuestas de La Serrezuela**: Escarpments of La Serrezuela.
- Plat. terciaria del Tajo**: Tertiary plateau of the Tago.
- Mesas plegadas de las Parameras Centrales**: Folded mesas of the Central Parameras.
- A. de Romanillos**: Romanillos area.
- A. de Zelo**: Zelo area.
- Medinatelli**: Medinatelli area.
- Anticlinall de Sigüenza**: Anticline of Sigüenza.
- Mesas recortadas de Cutamilla**: Notched mesas of Cutamilla.
- Sierra S. Bordecorex**: Sierra of San Bordecorex.
- Planura S. de La Mata**: Plain of San de La Mata.
- Plataforma terciaria subhorizontal del Duero**: Subhorizontal tertiary platform of the Duero.

[illegible]

UNIDADES MORFOTECTÓNICAS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

Escala 1:400.000

Relieves hemitabulares del borde de la Cuenca del Duero

Rampa monoclinal de Caracena

Cuestas de Lleras

Sinclinal colgado de Pela

Anticlinal de Buleja

Depresión ovalada de Miedes

Anticlinas de Alpedronces

Anticlinas de La Riba

Rel. Invertidos Par. Santanera

Cuestas de La Serrezuela

Plat. terciaria del Tajo

Mesas plegadas de las Parameras Centrales

A. de Romanillos

A. de Zelo

Medinaceli

Anticlinas de Sigüenza

Mesas recortadas de Cutamilla

Plataforma terciaria subhorizontal del Duero

[illegible]

2.6.1. Relieves de tegumento en zonas internas de macrobloques.

Tres claves morfotectónicas definen una serie de relieves localizados todos ellos en la zona occidental de la Paramera de Sigüenza, más próxima al Sistema Central:

- por una parte el delgado paquete de rocas sedimentarias sobre el zócalo que conforma el **nivel de tegumento**, lo cual condiciona un estilo peculiar, con estructuras monoclinales e inflexiones marcadas, que se adaptan al zócalo cercano y *generan pocos pliegues en detalle*;

- por otra parte la estructuración en **macrobloques**, de mucho mayor tamaño que otros sectores, que se analizarán más adelante, más compartimentados por la tectónica. Ésto se traduce por mayor homogeneidad y, en un contexto de estructuras de tegumento, por una relativa tranquilidad tectónica;

- finalmente, la inclusión de estos macrobloques de tegumento a la zona interna, tranquila, esto es de **estructuras monoclinales** y no a las franjas más tectonizadas, de inflexiones marcadas que consideraremos más adelante.

Los relieves que presentan estas características son la Depresión ortoclinal de Miedes, las Cuestas de Liceras y la Rampa monoclinal de Caracena.

2.6.1.1. La Depresión ortoclinal de Miedes. (fig 58)

Entre la Sierra de Pela al Norte (más concretamente en los sectores que corresponden a las Sierras de Bulejo y Los Llanos) y la Sierra de Alto Rey al Sur se extiende, alargada y estrecha la Depresión de Miedes. La unidad morfológica que presenta responde a una clara morfoestructura de **depresión ortoclinal**, en una serie estratigráfica de buzamiento Norte.

La forma arqueada de la estructura, desde una dirección W-E en su sector occidental, hasta una posición NE en el sector oriental, es seguida por el relieve, lo que le confiere una típica disposición incurvada.

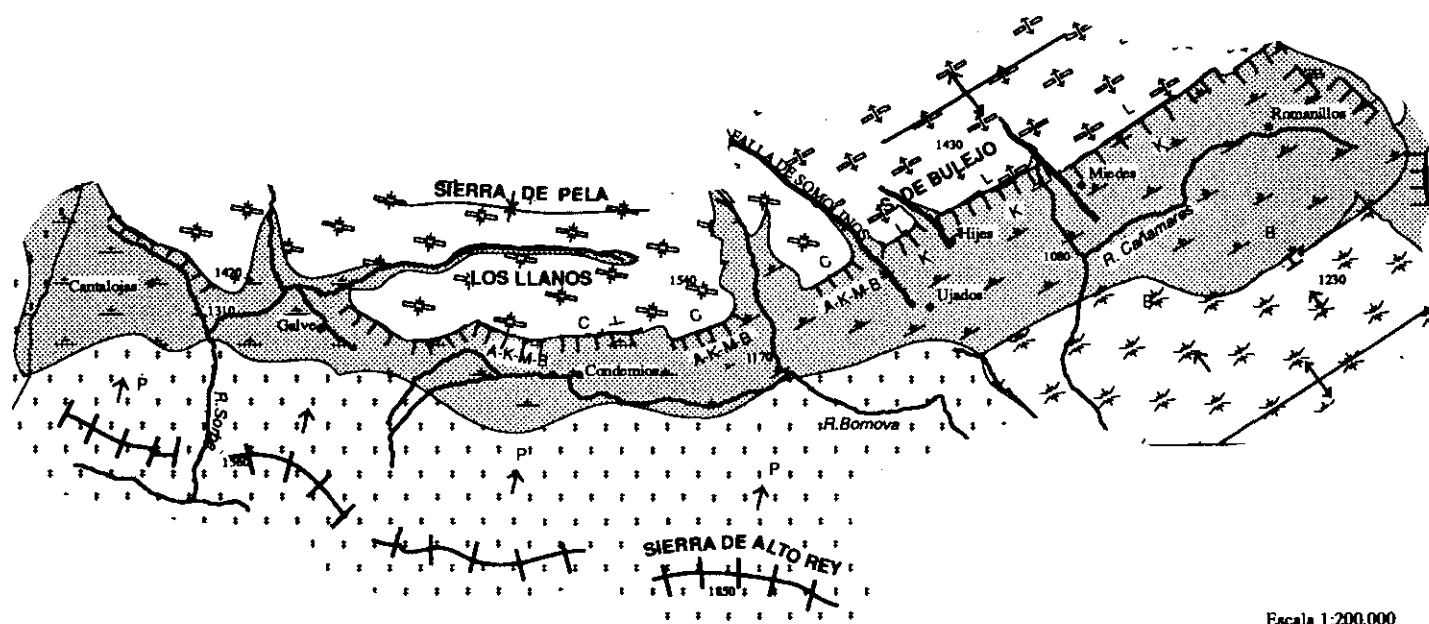
Lo llamativo es que esta **continuidad morfoestructural** se preserva a pesar de que los materiales difieran en los sectores occidental y oriental, a uno y otro lado de la falla de Somolinos. Esto es posible, porque aunque las litologías sean distintas, realizan funciones morfogenéticas equiparables, que permiten que no se rompa la continuidad fundamental de la depresión de Miedes. Así es posible relacionar los diversos papeles morfogenéticos:

- el papel de cornisa resistente lo forman las dolomías cretácicas al Oeste, que son sustituidas por las liásicas jurásicas al Este,
- la función de elemento relativamente deleznable del talud del frente y el fondo de la depresión está constituido al Oeste por el complejo integrado por Buntsandstein poco resistente, Muschelkalk, Keuper y Albense, mientras hacia el Este sólo se encuentra el Keuper margoso;
- finalmente, la función de elemento resistente de base, que limita el valle hacia el Sur, lo forman en un caso el Paleozoico de Alto Rey y en el otro los materiales del Buntsandstein, en facies oriental, algo más resistente. La diferencia de resistencias es aquí algo mayor, lo que se refleja también en la configuración del valle,

más abierto y despejado en su sector oriental que en el occidental.

En definitiva, resulta proverbial la correspondencia de funciones de los materiales a uno y otro lado de la falla de Somolinos para explicar la continuidad de la depresión.

DEPRESIÓN ORTOCLINAL DE MIEDES



Escala 1:200.000

LITOLOGÍA

- P= Paleozoico
- B= Buntsandstein
- M= Muschelkalk
- K= Keuper
- L= Lías
- A= Albense
- C= Cretácico supra-Albense

- Depresión ortoclinal
- Relieve de erosión diferencial sobre hercínico
- Sinclinal colgado
- Anticlinal conforme
- Anticlinal desventrado
- Mesas subtabulares

Fig. 58 Esquema morfoestructural de la depresión ortoclinal de Miedes.

Una segunda concatenación de circunstancias, tectónicas y denudativas, contraponiendo sus efectos morfogenéticos, preservan también la continuidad del valle.

Desde el punto de vista tectónico es fundamental la presencia de **fallas maestras** transversales que compartimentan la depresión en una serie de bloques. Estas fallas no siempre coinciden con las señaladas en la cartografía geológica y es preciso diferenciarlas de otras de menor trascendencia morfotectónica.

Para la determinación de su salto se pueden comparar las cotas de estratificación de un nivel guía a uno y otro lado de la falla, según un sencillo método que se expone brevemente: (fig. 59)

Consideramos una superficie que se ha supuesto originalmente horizontal como puede ser el plano de contacto Keuper/Lías, Muschelkalk/Keuper o Buntsandstein/Muschelkalk.

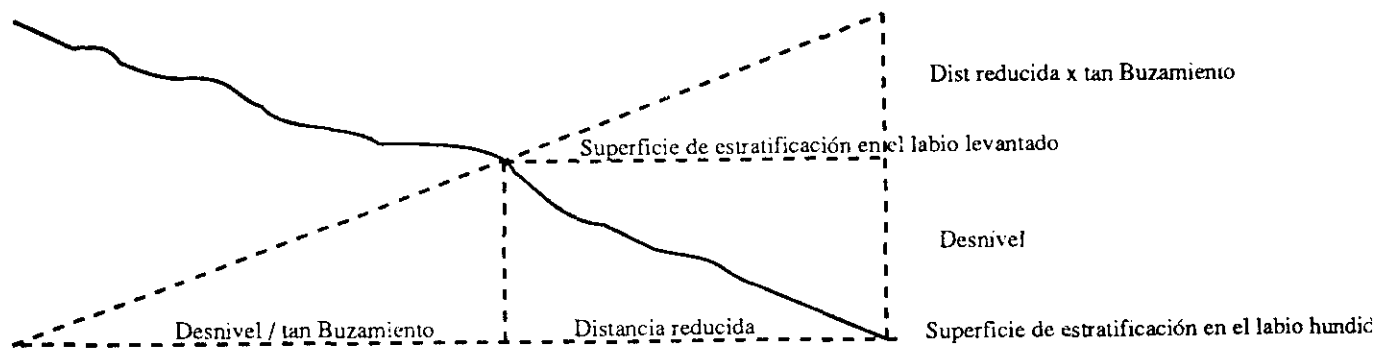
Siendo A y B las posiciones de afloramiento del estrato a ambos lados de una falla, se determina la intersección de la vertical y de la horizontal del punto A con la prolongación del estrato en el cual se encuentra B según su buzamiento (puntos BH y BV).

Según se puede comprobar en el gráfico el desplazamiento aparente vertical (A-BV) y el desplazamiento aparente horizontal (A-BH) se pueden calcular de la siguiente forma:

El desnivel aparente en la vertical es igual a: Desnivel A-B + (distancia reducida A-B x tangente de buzamiento del labio B)

El desplazamiento aparente en la horizontal corresponde a: Distancia reducida A-B + (Desnivel A-B/ tangente del buzamiento del labio B).

(la distancia reducida entre ambas superficies se mide en la dirección de buzamiento). Los dos movimientos, horizontal o vertical producen el mismo resultado geométrico y será preciso escoger el más adecuado según otras referencias tectónicas.



Desplazamiento horizontal = (Desnivel/ tan Buzamiento) + Distancia reducida

Desplazamiento vertical = (Distancia reducida x tan Buzamiento) + Desnivel

Fig. 59 Determinación del desplazamiento aparente horizontal o vertical de los labios de una falla, a partir del desnivel de afloramiento que presenta una superficie de referencia específica.

De esta forma se puede identificar cuáles son las **fallas de significado tectónico importante** que compartimentan transversalmente el valle ortoclinal de Miedes.

Estas son:

- la falla de Condemios,
- la falla de Somolinos,
- la falla de Hijes,
- la falla de Miedes.

De estas cuatro fallas principales, la de **Somolinos** se diferencia de las restantes por presentar una configuración **sinestral aparente**. Las otras **tres fallas** presentan **bloques avanzados** aparentemente en sentido dextral, que pueden ser interpretados fundamentalmente como consecuencia de un progresivo hundimiento en vertical de bloques hacia el Este.

De esta manera el factor tectónico por sí sólo propiciaría la dislocación transversal del valle en una serie de bloques progresivamente avanzados al Sur conforme más orientales. Sin embargo esta hipotética situación queda contrarrestada por la **mayor Incisión del relieve hacia el Este**. Esto significa que los estratos quedan disecados a una cota inferior, lo que supone por el contrario mayor retroceso

hacia el Norte conforme más orientales. El efecto conjugado de la disposición tectónica y de la disección se contrarresta y preserva así la continuidad longitudinal del valle (por segunda vez).

La incisión fluvial rompe la integridad del valle ortoclinal, al compartimentarlo en las tres cuencas hidrográficas del Sorbe, Bornova y Cañamares, pero la influencia de esta ordenación hidrográfica sólo se hace patente sobre el fondo del valle y en los niveles inferiores de las vertientes, mientras que en la parte superior, y a nivel general, la continuidad perdura.

2.6.1.2. Las Cuestas de Liceras (fig. 60)

Entre la Sierra de Pela al Sur y la Rampa de Caracena al Norte se extiende la Depresión de Tiermes. Su sector occidental corresponde a un relieve de cuestas estructurales muy características, al que denominamos "Cuestas de Liceras".

Son formas monoclinales muy largas, de dirección NW- SE y buzamiento NE. Constituyen relieves estructurales ejemplares, con un frente abrupto y continuo y un amplio dorso. (fot. 12)

La cornisa superior está labrada en la caliza del Lías, mientras que los niveles de base lo están en el Keuper, Muschelkalk y Buntsandstein. Pero a diferencia de lo que ocurría en la depresión ortoclinal de Miedes, aquí la base del Buntsandstein, más resistente, aparece estructurada a su vez en una serie de cuestas, lo que constituye el rasgo distintivo de esta unidad.

El origen de estas cuestas basales está en una diferenciación interna en los materiales del Buntsandstein, que, según Hernando, 1980, se debe a los niveles de conglomerados resistentes intercalados entre las areniscas, lo cual provoca la erosión diferencial.

En cualquier caso los cursos fluviales corren al pie de los frentes de cuesta, con disposición ortoclinal, acentuando la morfología estructural del conjunto.

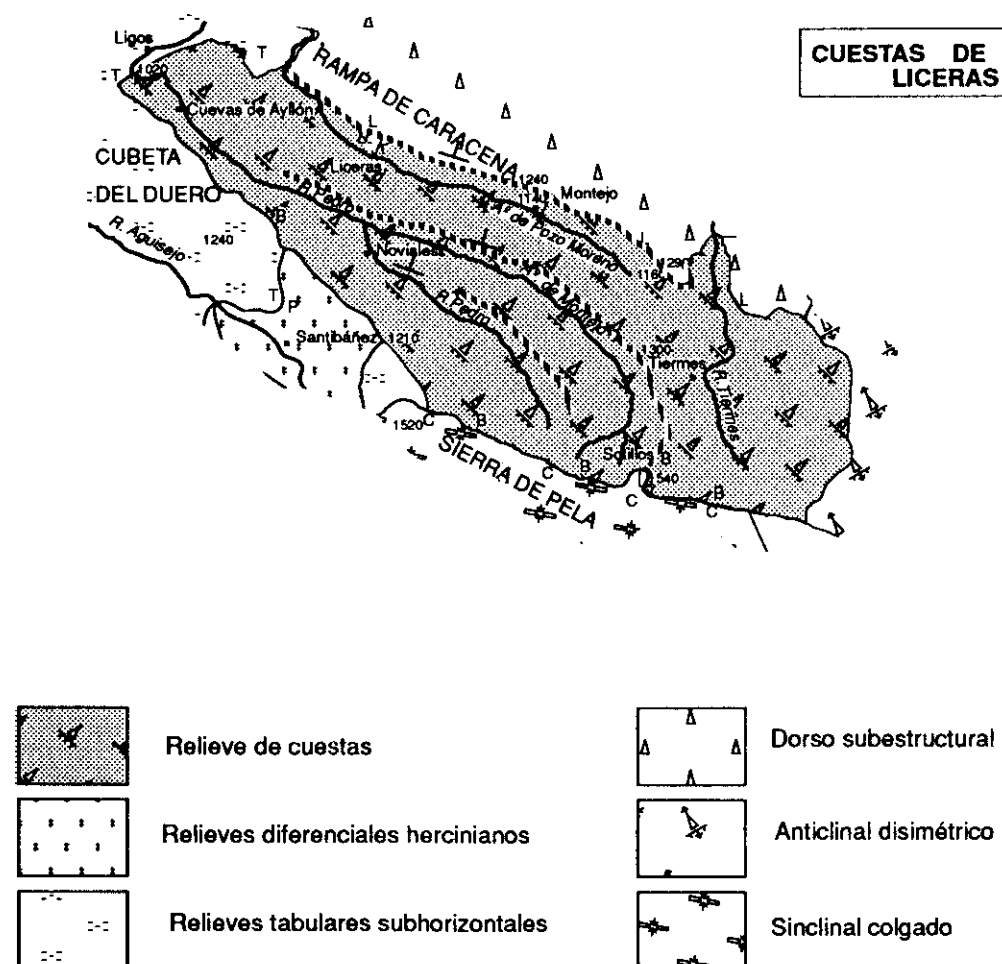
También resulta significativo cómo el extremo suroriental de las estructuras se va incurvando hacia el Sur hasta empotrarse contra la Sierra de Pela, lo cual es fielmente seguido por los relieves de cuestas, que se convierten así en los derrames basales de la mencionada sierra.

En el extremo NW la terminación de las morfoestructuras es brusca, y los estratos se verticalizan adaptándose sin duda a una desnivelación del zócalo hundido

en la Cuenca del Duero. Esta torsión se hace patente en el Aº del Pozo Moreno, el curso más septentrional, pero se acusa ante todo en el río fundamental, el Pedro, que se inflexiona con brusquedad.

De esta manera las Cuestas de Liceras se pueden definir como una sucesión de formas monoclinales de buzamiento NE, que se inflexionan por un extremo y acaban bruscamente por falla por el otro.

Fig. 60



Escala 1:200.000

LITOLOGÍA:

P= Paleozoico

B= Buntsandstein y en menor extensión Pérmico

M= Muschelkalk

K= Keuper

L= Lias

A= Albense

C= Cretácico supra Albense

T= Terciario, ante todo Mioceno

Esquema morfoestructural de las cuestas de Liceras.

2.6.1.3. La rampa monoclinal de Caracena

Entre la Depresión de Tiermes al Sur y la Vega del Duero al Norte se extiende un amplio área que hemos designado como "Rampa monoclinal de Caracena".(fig. 61).

La alternancia en el afloramiento de los **materiales mesozoicos y miocenos, en discordancia** sobre ellos, va a ser una constante fundamental y definitoria de la Rampa de Caracena. La ordenación de los afloramientos se produce de forma algo compleja, guiada por los siguientes principios:

- la discordancia mesozoico/ miocena presenta una inclinación general hacia el Norte, mayor y en el mismo sentido de la Rampa, por lo que los materiales **mesozoicos** tienden a situarse en los **sectores meridionales más altos** y los miocenos en los más bajos y cercanos a la Depresión del Duero. El límite es sin embargo muy sinuoso y así el sustrato mesozoico avanza hacia el Norte, por ejemplo, hasta Mosarejos (sector central), mientras que el Mioceno lo hace hacia el Sur hasta Torraño (por el Oeste);

- la fuerte incisión de las gargantas cataclinales tiende a configurar otra ordenación, que determina la aparición del sustrato **mesozoico en el fondo de las vaguadas**, mientras el Mioceno permanece en los interfluvios, esquema que se presenta en amplios sectores de los valles del Caracena, Tiermes y Arroyo de Fuente Arenaza. (fot. 15). Esta situación persiste aún en los confines más bajos y septentrionales de la Rampa en forma de cerros prominentes, que conservan las vertientes pronunciadas propias del Cretácico, así en la alineación Cerro Majano-Gormaz, cortada por el propio río Duero, (fot. 17) en la del Coborrón, cortada por el Escalote, o más al Norte aún, ya fuera de la Rampa de Caracena, la alineación de Uxama, cortada por el Ucero, o la de Andaluz, de tajo profundo. En los tres primeros casos esta situación

ha propiciado la instalación de sendas fortalezas: los castillos de Berlanga, Gormaz y El Burgo.

En cuanto al sustrato mesozoico, en una primera aproximación general, y salvo accidentes locales, corresponde a un gran **dorso subestructural** de buzamiento Norte. Destaca su longitud en sentido del buzamiento, que llega hasta los 12 Km., y su gran anchura transversal, que supera los 30 Km.

La pendiente topográfica (2-3° de media) es normalmente inferior al buzamiento de los estratos mesozoicos (que suele estar comprendido entre 10° y 30°), lo que determina en general el afloramiento de **series más modernas hacia el Norte**: así el Jurásico se suele situar al Sur, en la parte alta, mientras que el Cretácico se localiza más al Norte. En su tramo final, sin embargo, todas estas superficies quedan fosilizadas por los materiales terciarios de la Cuenca del Duero.

Sobreimpuesta a la tendencia general de buzamiento hacia el Norte aparecen además varias alineaciones y fracturas transversales con una incidencia variada sobre el relieve. Así destaca una ligera **elevación antiforme transversal** suficiente para determinar una serie de relieves monoclinales (también cretácicos), entre los que destaca el Cerro de San Cristóbal y el Castillo de Mondregón de Madruédano, con buzamiento hacia el Sur, y los Oteros de Sauquillo, de Modamio, así como El Ramo de Abanco, con ligero buzamiento hacia el Norte.

Asimismo la aparición de la serie cretácica sobre su base Albense genera los principales relieves escarpados y así van surgiendo barreras transversales a la dirección de la Rampa, como la de La Perera, en el Arroyo de Fuente Arenaza, en donde parece existir un pliegue falla (fot. 16), o la alineación de El Gallo al Oeste.

Pero incluso sin control estructural específico, el afloramiento del propio

Albense al abrigo del resto de las calizas cretácicas genera largas **depresiones transversales**, como la de Paones, ya próxima al contacto con el Terciario del Norte. Esta depresión se resuelve de forma relativamente brusca hacia el Sur, por un marcado desnivel, que en el sector central, próximo a Negredo y Galapagares recibe el significativo nombre de El Escalón.

Esta tendencia transversal de las estructuras se manifiesta también en los paleorrelieves cretácicos, exhumados en el fondo de los ríos. Y así tanto la alineación de los Majanos- castillo de Gormaz, como la del Coborrón de Berlanga (y las de Uxama y Andaluz, ya fuera de la Rampa) se disponen aproximadamente perpendiculares a la dirección de la Rampa.

Superpuesta a la ordenación transversa de los pliegues existe una articulación en grandes **fallas longitudinales** al sentido de descenso de la Rampa con dirección aproximada NW-SE, que determina la aparición de bloques sucesivamente levantados hacia el NE. Uno de estos escalones se localiza a lo largo de una gran falla paralela al A² de Fuente Arenaza, que determina el predominio de afloramientos cretácicos al Este. Otro gran escalón se sitúa en el límite occidental y se manifiesta vigorosamente por la inclinación de los estratos en el río Pedro y en el Arroyo de Pozo Moreno (fot. 18). De esto se deduce una conclusión importante, la de que el sustrato mesozoico se encuentra elevado por tectónica respecto a la Rampa de Ayllón y Madriguera situada en el piedemonte de la propia Sierra de Ayllón.

A pesar de estos accidentes, el sentido cataclinal conforme a los estratos es el predominante, y esto se manifiesta no sólo por la mayor superficie que se orienta de este modo, sino por la profundidad con la que inciden las **gargantas cataclinales** de los ríos Tiernes y Caracena y del A² de Fuente Arenaza, que compartimentan totalmente la rampa.

Cuando estos cursos cataclinales atraviesan los niveles resistentes, que corresponden a las calizas del Cretácico Superior, el valle se angosta como portillo, siendo paradigmático la hoz de La Perera.

En definitiva, la Rampa de Caracena se encuentra mediatizada por diferentes combinaciones de afloramientos de la cobertera miocena sobre el sustrato mesozoico. Éste se organiza a modo de gran dorso subestructural, de materiales más modernos hacia el Norte, que en detalle se ve seccionado por bastantes interrupciones transversales: ya sean abombamientos anticlinales; resaltes de erosión diferencial, algunos exhumados; morfologías derivadas de fallas, o paleorrelieves, que de todas formas tienen menos trascendencia morfológica que las profundas gargantas que la compartimentan longitudinalmente, en sentido cataclinal.

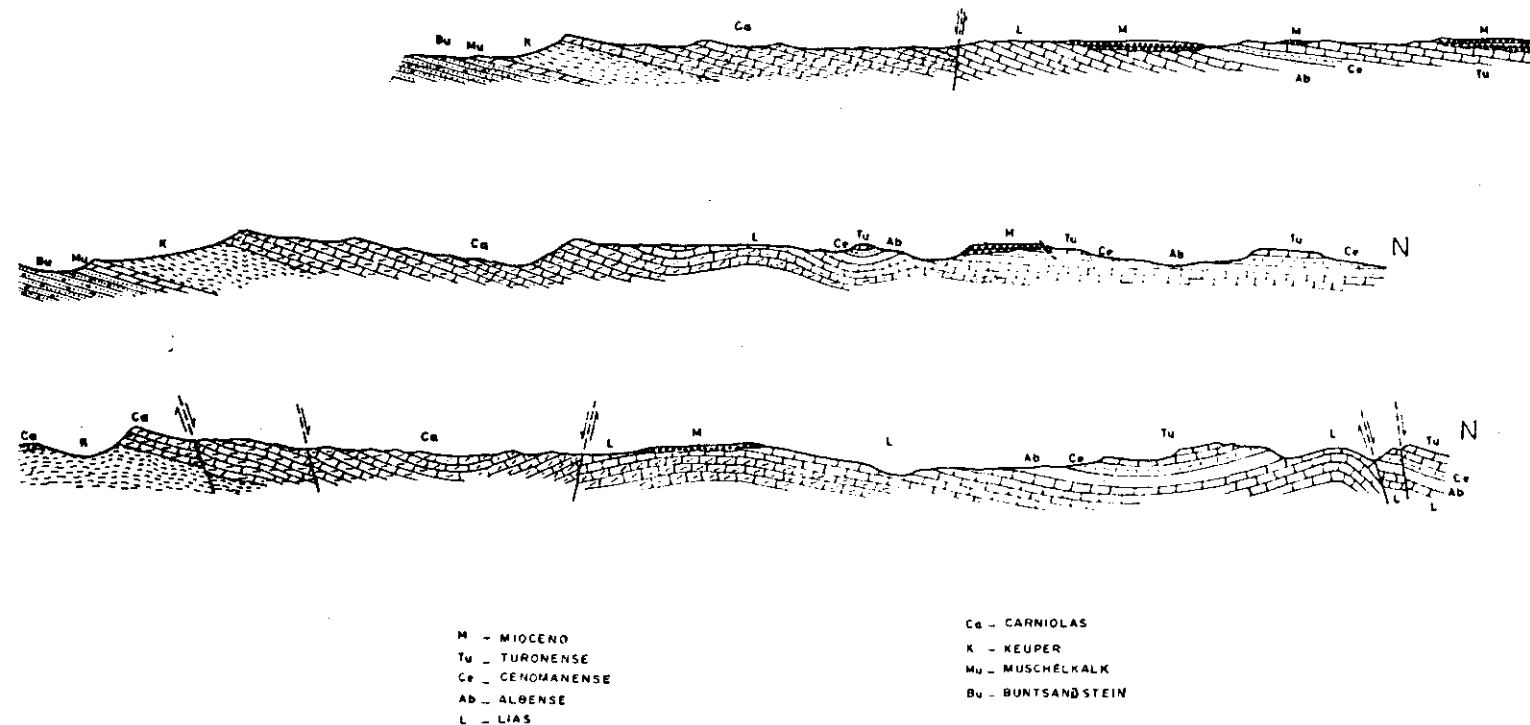


Fig. 60. Cortes geológicos significativos de la Rampa de Caracena, confeccionados en sentido longitudinal de descenso hacia el Norte (a la derecha), según Corchón Rodríguez, F. 1971.

2.6.2. Relieves de tegumento en zonas marginales de macrobloques

Hasta ahora las tres unidades consideradas correspondían a estructuras tranquilas del interior de macrobloques de tegumento. Sin embargo en las zonas marginales, controladas por grandes fallas, como la de Somolinos y la del Sur del Sistema Central, la **tectónica** se hace mucho **más intensa** y los estratos llegan a adquirir **posiciones verticales**.

Las estructuras no sólo se resuelven en estratos adaptados al salto de falla, sino que además aparecen formas plegadas, estrechas y alargadas, que denotan su génesis dependiente de las grandes fallas.

Las principales unidades morfotectónicas que pueden reconocerse en este ámbito son el sinclinal de la Sierra de Pela, al abrigo de la falla de Somolinos, y el largo crestón de materiales adaptados a la falla Sur del Sistema Central, que en este sector sólo presenta manifestaciones atenuadas en el abombamiento de La Serrezuela de Huérmeces.

2.6.2.1. El sinclinal colgado de la Sierra de Pela.

El elemento más significativo de la Sierra de Pela (sector occidental) es el largo crestón de materiales, verticales o muy inclinados, que se sitúan justo al Sur de la falla de Somolinos, como tegumento adaptado a la desnivelación del zócalo.(fig 62).

El principal problema de interpretación se concreta en el resto de la estructura adosada a este flanco verticalizado. Se han formulado tres explicaciones básicas:

- la primera es la de **Schröder**, 1930, que interpreta la Sierra de Pela como un **flanco sinclinal invertido** previo a la falla de Somolinos, situada al Norte. (fig. 63)

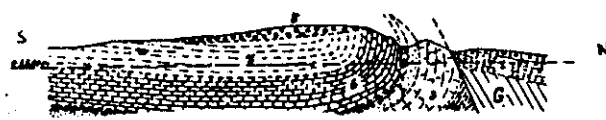
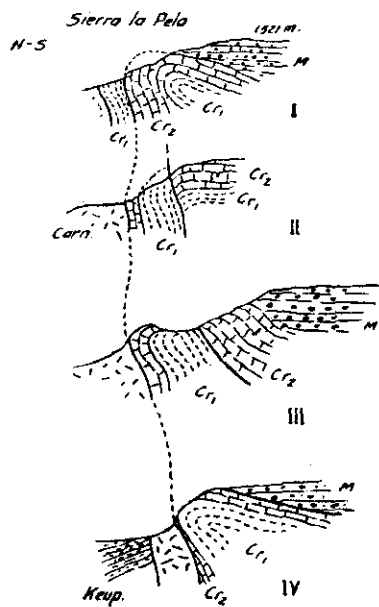


Fig. 63 Interpretación sinclinal de la Sierra de Pela, según Schröder, 1935.
G= Zócalo, 1= Buntsandstein, 2= Keuper, 3= Carniolas, 4= Albiense,
5= Cenomaniense, 6= Turoniense y Senoniense, 7= Paleógeno, 8= Neógeno.

- más adelante, **Solé y Blrot**, en 1954, en su panorámica sobre el Sistema Central, encuentran en las inmediaciones del flanco Norte una sucesión de materiales más antiguos hacia el centro y la definen como un "**pliegue anticlinal brusco**".(fig. 64)



El frente septentrional de la sierra de la Pela.
 Keup, Keuper; Carni, Carniolas; Cr, Cretáceo;
 Cr, arcillas y areniscas albienses; Or, calizas turonense-senonenses; M, Mioceno, conglomerados discordantes.
 Cortes de E. a O. por el camino de Campisábalos a Manzanares.

Fig. 64

Interpretación anticlinal de la Sierra de Pela según Solé y Birot, 1959.

Finalmente en Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Atienza), 1982, la misma sucesión de los estratos es reinterpretada como materiales más modernos en el centro, con lo que la **opción sinclinal** se restablece.² Indudablemente esta solución está más acorde con el contexto geológico de un bloque levantado al Norte. (fig. 65)

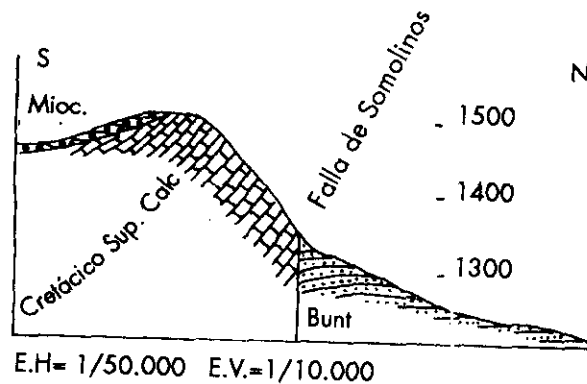
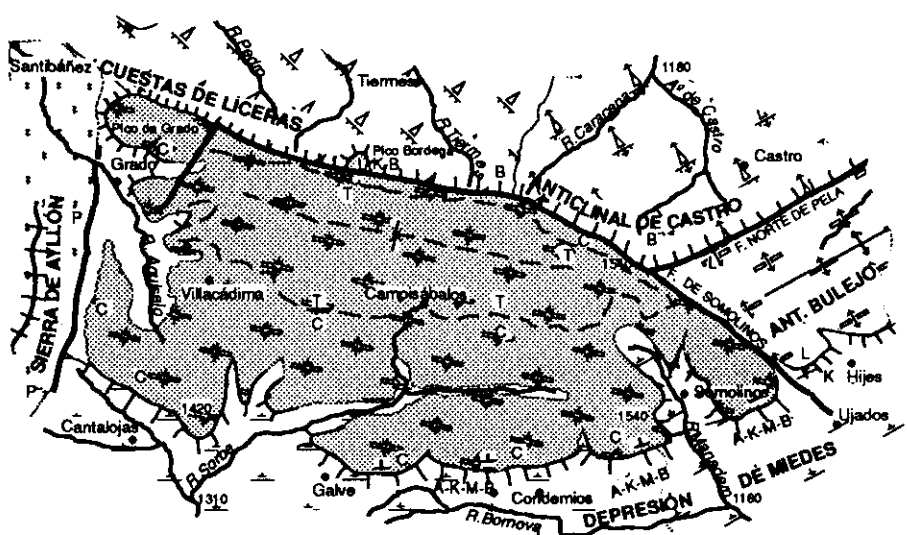


Fig. 65

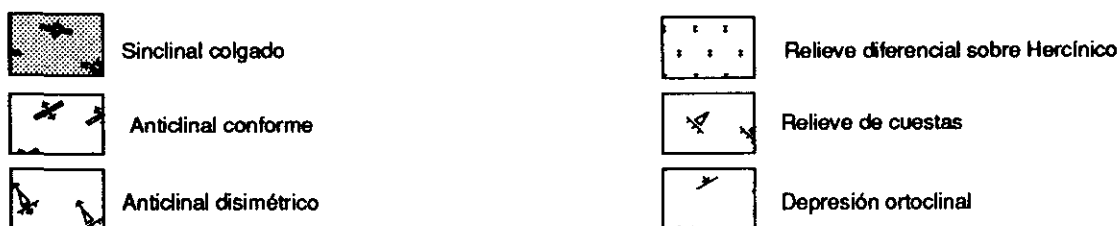
Interpretación morfoestructural de la Sierra de Pela como flanco sinclinal verticalizado al Sur de la falla de Somolinos.

² Es preciso señalar la reducida y anormal potencia de los estratos en relación a los parámetros locales, que propicia el equívoco.

SINCLINAL COLGADO DE LA SIERRA DE PELA OCCIDENTAL



Escala 1:200.000



LITOLOGÍA

P= Paleozoico
L= Lías
B= Buntsandstein
M= Muschelkalk
K= Keuper
A= Albense
C= Cretácico (resto)
T= Terciario

Esquema morfoestructural del sinclinal colgado de la Sierra de Pela Occidental.

Fig. 62

Esto implica en definitiva que la Sierra de Pela Occidental **no posee en el plegamiento de los estratos su razón de ser serrana**, ya que se trata de un sinclinal.

Cabría la posibilidad de que el origen estructural del relieve serrano consistiese en un **levantamiento post- tectónico**.

Así lo planteó **Macpherson**, 1901, que considera la Sierra de Pela como un **horst**, aunque sin especificar el tipo de movimiento.

Schwenzner, en 1937, tomando como criterio fundamental la planitud de su culminación, advierte cómo la cota de la Sierra de Pela es unos 200 m. más elevada que la superficie de entorno M_3 , lo que implicaría un **movimiento postpontense rodánico**, responsable del definitivo y póstumo levantamiento de este sector.

Birot y Solé, 1954, consideran, por su parte, la necesidad de un **movimiento de elevación** que explique la elevada cota de los conglomerados miocenos existentes en él, respecto a los de la Cuenca del Duero.

Los tres esquemas suponen un levantamiento de la Sierra de Pela. Advertimos, sin embargo, que tanto en Schwenzner como en Solé - Birot el levantamiento tectónico es una necesidad que deriva de sus esquemas de evolución del relieve, que exigen la horizontalidad de un escalón cíclico (M_3 de Schwenzner) o de una penillanura (finipontense de Solé - Birot).

Al considerar estos aspectos en el capítulo de Morfodinámica, concluiremos que tal horizontalidad no es necesaria, por lo que se remite allí sobre la discusión de este aspecto. De todas formas adelantamos que, adoptando un modelo distinto, de rampas finimiocenas, la superficie de Pela bien ha podido situarse a un nivel más elevado que las referencias de comparación de Schwenzner y Birot sin necesidad de

trastocamientos tectónicos añadidos al plegamiento.

En definitiva, la prominencia de la Sierra de Pela **no tiene origen tectónico**, ni de plegamiento, ni de levantamiento posterior. Es cuestión de **erosión diferencial**: se trata en definitiva de un **sinclinal colgado** con niveles de calizas cretácicas resistentes ante la erosión.

Como sinclinal colgado, los flancos se levantan hacia áreas tectónicamente más elevadas, tanto hacia el Norte como hacia el Sur, donde las formaciones cretácicas ya han sido desmanteladas.

Si el Cretácico alcanza en los flancos de la Sierra de Pela los 1500 m., es por lo tectónicamente elevados que están las áreas limítrofes de Alto Rey al Sur, y Tiermes- Caracena al Norte, esto es por la tendencia de los flancos a escapar a su carácter deprimido. En el área central del sinclinal de la Sierra de Pela, por debajo del Terciario, la cota del Cretácico, de unos 1250 m., apenas difiere de los 1200 m. en que se encuentra el mismo Cretácico en Atienza, sin que se produzca la desnivelación que proponía Schwenzner. La elevación tiene por lo tanto un carácter más general y en absoluto puede individualizarse un levantamiento en la Sierra de Pela, que está precisamente deprimida respecto a las áreas circundantes.

Dos elementos ayudan a acotar temporalmente el **origen del carácter sinclinal de la Sierra de Pela**. Por una parte la relación con la falla de Somolinos, y por otra la presencia de restos de un relleno terciario en el interior.

Si el plegamiento de la Sierra de Pela está en relación con la **falla de Somolinos**, los movimientos de ésta permitirán precisar su edad.(fig.66)

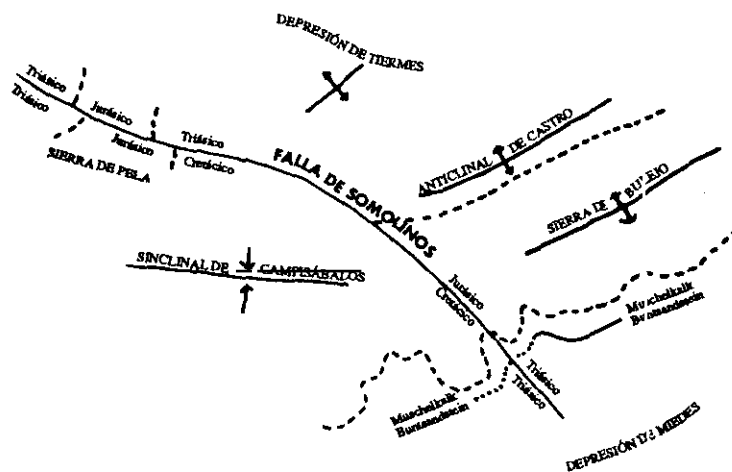
La falla de Somolinos tiene sin embargo una historia compleja, que se puede establecer a partir de los materiales existentes a ambos lados: en su labio SW los materiales cretácicos se apoyen directamente sobre el Triásico faltando el Jurásico, que

sin embargo sí que se encuentra al NE de la falla. Esta explicación implica al menos dos desplazamientos:

- movimiento con labio meridional levantado (que permite la erosión del Jurásico al Sur pero no al Norte). Se deposita después el Cretácico. Es pues **neocli-mérico o aústrico**.

- movimiento con bloque meridional hundido, que sitúa al Cretácico del Sur al nivel del Jurásico del Norte. Es pues **postcretácico**, por lo tanto ya alpino.

Este segundo movimiento es el que se pueda hacer coincidir con la flexión del Cretácico al que se ha de atribuir el origen del sinclinal de Pela, según un esquema de un sinclinal generado como adaptación a una dislocación de bloques: un típico **pliegue de tegumento** que se acopla a las desnivelaciones del zócalo, verticalizándose como pliegue en rodilla, localmente invertido.



ESQUEMA DE LA FALLA DE SOMOLINOS

Escala 1/240.000

Base cartográfica: IGME

Fig. 66

Otro aspecto que precisa el funcionamiento tectónico de la Sierra de Pela es **la cuenca de relleno terciario** que se alberga en la charnela sinclinal. (fig. 61). En algunos sectores los materiales terciarios alcanzan la culminación serrana, mientras que en otros sólo fosilizan parcialmente el sustrato cretácico; así, en un tramo de unos 2 Km. del flanco Norte, el Cretácico aflora por encima del terciario horizontal discordante. En cualquier caso, estos paleorrelieves indican que, al menos en su origen, poseía un **carácter independiente** respecto a la Cuenca del Duero.

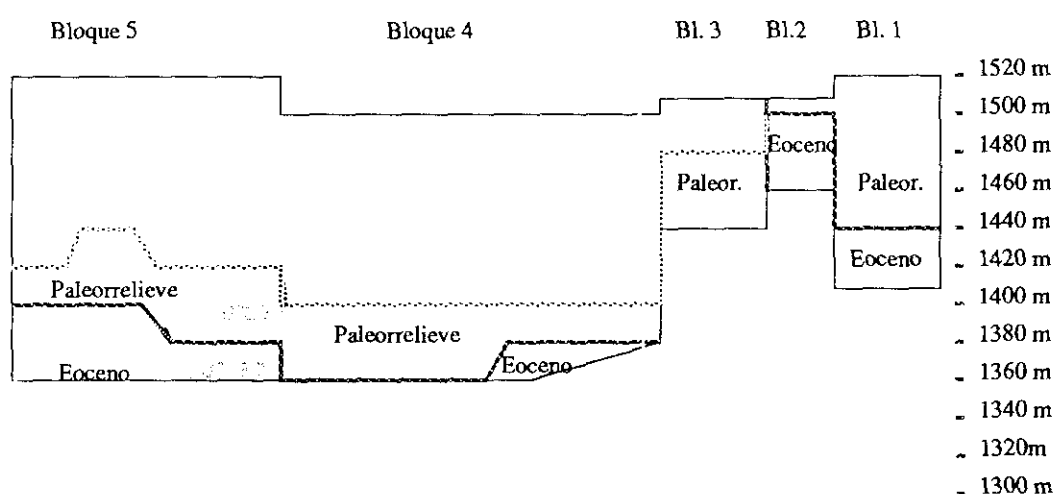
El origen de esta cuenca se relaciona precisamente **con la cobijadura sinclinal formada al Sur de la falla de Somolinos**, donde los últimos niveles mesozoicos, al irse hundiendo, van siendo rellenados por los materiales terciarios. Se trata pues de una cuenca- sinclinal.

Como los primeros materiales que se depositan en esta cuenca sobre el sinclinal Cretácico han sido fechados como Eocenos, podemos suponer que tanto el movimiento de la falla de Somolinos como el plegamiento de la Sierra de Pela se inician, al menos, en las fases **paleoalpinas**. Ello descansa sobre la datación como Eoceno de los materiales (Adell Argiles, F. et al. 1982, Hoja Geológica de Atienza). Advertimos problemáticamente, que es anterior a lo que ha determinado como origen del S. Central como elevación, que sería del Oligoceno Superior.

A su vez se aprecia en la Cuenca del sinclinal de Pela una **compartimentación tectónica transversal NNE**, que afecta, al menos en algunos casos, a los materiales terciarios aunque presenta escasa trascendencia morfológica. Se ha podido determinar, ante todo, gracias al análisis de las cotas de estratificación de los materiales terciarios. (fig 68).

En efecto, la cota de afloramiento de la base de los sedimentos miocenos y eocenos varía transversalmente de una forma brusca, en una situación que parece reflejar la incidencia de las desnivelaciones tectónicas. Además, y a diferencia de los

paleorrelieves, se advierten análogas desnivelaciones en los flancos Norte y Sur. De esta forma se pueden determinar una serie de **sub- bloques tectónicos**, (al menos seis nítidos), separados por fallas de dirección NNE, que aparecen reflejados en el gráfico adjunto. La dirección de las supuestas fallas que determinan los bloques coincide además con la que cierra por el Oeste la cuenca interna terciaria.



Cotas de afloramiento del Terciario en el Altiplano de Campisábalos

..... Base del Mioceno (ladera Norte)
 ——— Base del Mioceno (ladera Sur)

Fig. 67

Esquema interpretativo a partir de las cotas de afloramiento de la base del Mioceno: El brusco cambio de cota apunta a una estructuración en bloques tectónicos limitados por fallas, mientras que la diferencia de afloramiento entre las laderas Norte y Sur, al abrigo de relieves prominentes, debe ser atribuida a la influencia de un paleorrelieve.

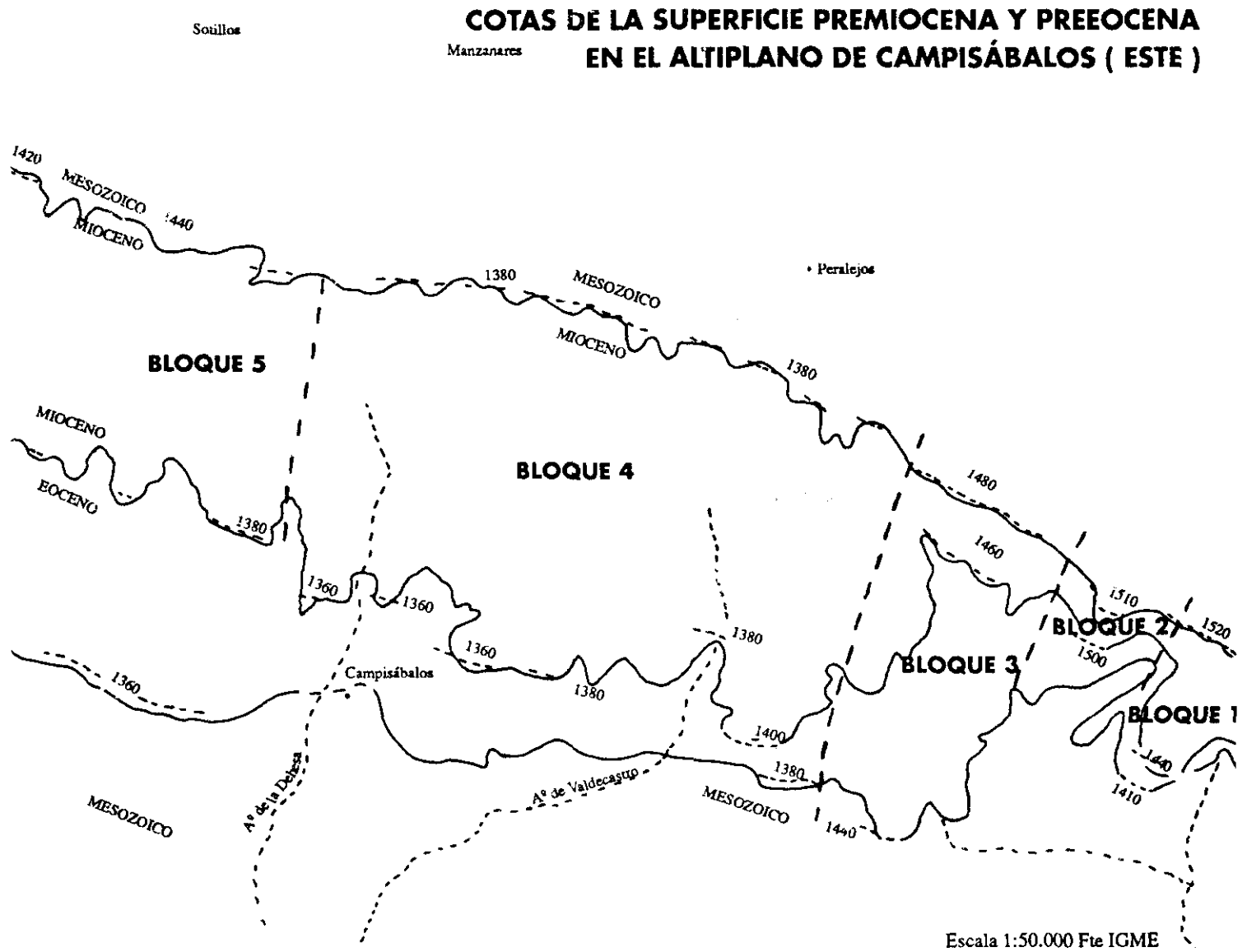


Fig. 68

Las cotas de afloramiento de la superficie premiocena y preeocena, por su distribución escalonada, permiten diferenciar una serie de bloques tectónicos en el Altiplano de Campisábalos.

Asimismo es preciso afirmar que las pruebas admitidas por Solé y Birot, 1954, para demostrar la imposibilidad de un levantamiento del bloque meridional de la Sierra de Pela, no resultan válidas. Ellos argumentan encontrar al Norte de la falla de Somolinos los mismos materiales cretácicos que se sitúan al Sur, lo cual implicaría que no ha habido movimiento significativo. Pero las dos pruebas que citan, cota 1544 (pico Bordega) y pico del Grado, no resultan adecuadas, pues en el primer caso se ha comprobado que se trataba de materiales jurásicos y no cretácicos y en el segundo, el pico de Grado, que es cretácico, se encuentra al Sur, y no al Norte de la falla. En definitiva, aunque el posible levantamiento (rejuego inverso) del bloque meridional de la Sierra de Pela no sea necesario, ni constatable, tampoco queda demostrado que no haya podido existir.

2.6.2.2. Las cuestas de la Serrezuela de Huérmeces.

En el extremo SW de la Paramera de Baidés, al Oeste del río Salado, se localiza la Serrezuela de Huérmeces, con una organización morfoestructural peculiar. (fig 69)

Es peculiar por el contexto en el que se encuentra, ya que corresponde a estructuras condicionadas por la falla del Sur del Sistema Central. La adaptación no es la del sector inmediato al salto de falla, formado por materiales mesozoicos y de estructura monoclinas, que aquí se encuentra fosilizado por depósitos neógenos, sino la de otro ámbito localizado más hacia la cuenca, sobre materiales paleógenos, donde la influencia se encuentra ya atenuada y que presenta una configuración de **abombamiento alargado** y en paralelo, con inflexiones más suaves. En Adell Argiles, F. et al., (Hoja Geológica de Sigüenza, 1981), se definen como "pliegues laxos, de dirección Guadarrama, con buzamientos no superiores a 20°". Se trata en definitiva de un abombamiento global antiforme, con lo que resulta un relieve de tendencia conforme.

A la vez la Serrezuela de Huérmeces constituye el extremo oriental de la larga banda de estratos que se extiende hacia el Oeste, por Pálmaces y Congostrina, siguiendo el borde Sur del Sistema Central. Esta consideración resulta importante, porque en este sector se produce un descenso de nivel del eje del abombamiento (un "**buzamiento axial**") de los materiales, que se hunden hacia el NE, lo cual resulta decisivo en la morfología.

De esta manera los estratos se ordenan según dos direcciones fundamentales, una prioritaria, según el buzamiento axial NE, esto es, con los estratos dispuestos perpendicularmente, de NW a SE, y otra secundaria, según la dirección de pliegue que es NE-SW.

A su vez la alternancia de calizas y de margas paleógenas permite la actuación de la erosión diferencial, con lo que se pone de manifiesto el condicionamiento tectónico.

Se generan así una serie de **alineaciones estructurales de erosión diferencial**, que conforman un tipo de "cuestas" muy especial, primero porque a nivel general son perpendiculares a la alineación de la sierra y a la orientación estructural, cuando lo más generalizado es una disposición acorde con la estructuras. Pero esta influencia axial no es absoluta, sino que el contorno de la cuesta se adelanta y retrasa, siguiendo las inflexiones longitudinales del abombamiento, que como son laxas, no ocasionan incurvaciones suficientemente marcadas para romper la continuidad de las morfoestructuras.

La posición periférica de la red hidrográfica implica, a su vez, un **sistema centrípeto de drenaje**, con lo que la Serrezuela de Huérmeces se convierte en un eje divisorio de las aguas, con un espinazo central divisorio, flanqueado por las incisiones marginales, incisiones que son las que presentan una ordenación estructural.

De esta forma, considerando las alineaciones estructurales, es posible establecer la siguiente ordenación en la Serrezuela de Huérmeces de Norte a Sur:

- **depresión Norte**, en las inmediaciones de **Huérmeces**, que corresponde al extremo periférico del buzamiento axial;
- un **gran dorso Norte**, donde pequeños arroyos van recortando apuntemientos estructurales;
- un **eje central**, de cierta isoaltitud, que se prolonga hasta la Casa del Moro;
- **relieves estructurales**, con apariencia de cuestas incurvadas, con 4 valles estructurales en el sector Este y uno mayor al Oeste (A^º de

Navarredonda).

Este relieve estructural de la Serrezuela de Huérmeces termina hacia el SE por el vecino **anticlinal de Baldes**, que labrado sobre los materiales endebles del Maestrichense, se dibuja como un notable anticlinal desventrado, que cuenta en la cabecera del valle con una bella elevación periclinal, (Cagancho).

SERREZUELA DE HUÉRMECES

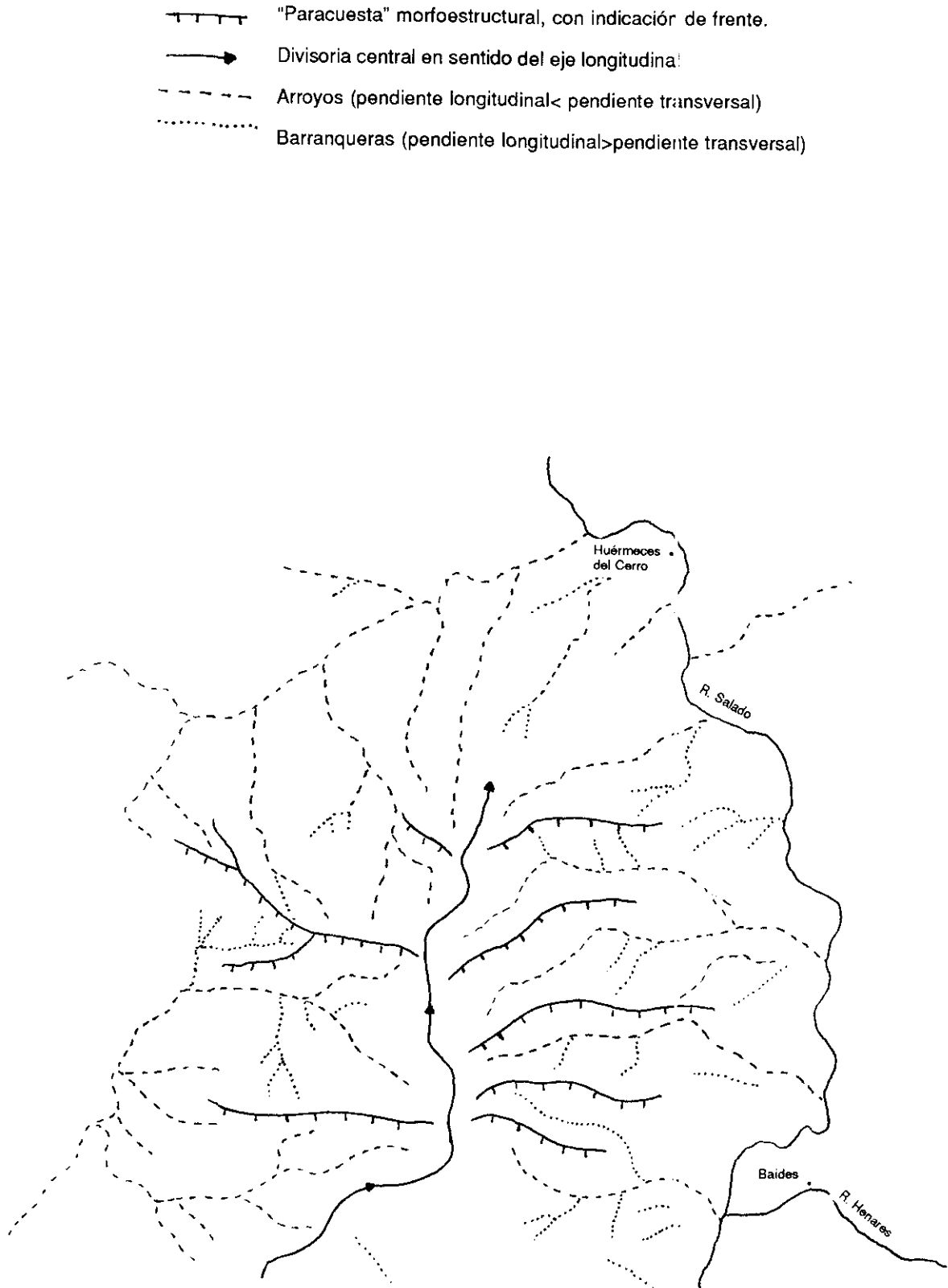


Fig. 69. Esquema morfoestructural de la Serrezuela de Húérmedes. Escala 1:50.000.

2.6.3. Relieves de tegumento en mesobloques.

Al Este de las áreas monoclinales, que ocupan el sector occidental de la Paramera, y antes de pasar al ámbito oriental de estilo ibérico marcado, se encuentra un sector de transición, en el cual, aunque todavía no es posible diferenciar claramente el nivel de despegue y el de cobertera, aparecen ya nítidas **formas plegadas**.

Dos circunstancias explican este cambio de morfoestructura: por una parte, el menor tamaño que adquieren los bloques, articulados como **mesobloques** cubiertos por una serie mesozoica, que, al adaptarse al zócalo, determina la aparición de pliegues. Por otra parte, la creciente potencia de las series estratigráficas supra zócalo, que permite ya el desarrollo de una mínima autonomía de plegamiento. Esta circunstancia podemos referirla como la de un **"tegumento engrosado"** o de transición hacia una cobertera diferenciada.

Con estas características se reconocen dos unidades situadas en la prolongación de las anteriores: el Anticlinal de la Sierra de Bulejo, continuación del sinclinal de Pela, y los pliegues de Castro y Valvedizo en la prolongación de las Cuestas de Licerias.

2.6.3.1. La bóveda anticlinal de la Sierra de Bulejo.

El sector oriental de la Sierra de Pela y la Sierra de Bulejo presentan un **importante problema de interpretación**. El afloramiento de materiales liásicos entre dos conjuntos triásicos, más antiguos, al Norte y al Sur, conforma en principio una **apariencia sinclinal**, que sería además prolongación del sector más occidental de la misma Sierra de Pela, y como tal es considerada por **Schröder**, 1930. (fig 70)

Sin embargo, si anotamos las cotas a las que aflora la superficie de estratificación del Keuper-Lías, en el interior (en torno a los 1350 a 1380 m.) y en la vertiente Sur de la Sierra de Bulejo, (de 1240 a 1200 m.) se dibuja, no un sinclinal, sino por el contrario un **abombamiento anticlinal**. (fig. 71). Las cotas deducidas de esta misma superficie, considerando una potencia de unos 100 metros para las carnioles de la base del Lías, arrojan para las zonas centrales valores similares, de 1320 a 1390 m., lo que confirma un esquema de un **gran anticlinal conforme**, que se eleva al menos 150 m. desde el Sur.

Este esquema anticlinal parece seguro. Sólo habría que desecharlo en el caso de que fallen las bases de deducción: que las cotas determinadas en la cartografía geológica del IGME entre Keuper y Lías no estén bien determinadas, o que para las cotas que han sido deducidas, la potencia del Lías fuese anormalmente grande y el suelo del estrato deducido a partir de la superficie exterior tuviese que estar más bajo, pero aún así, hay que tener en cuenta que la superficie exterior no tiene por qué coincidir con el techo del estrato, con lo que quedaría aún un margen de cota.

Esta forma anticlinal, en lugar de sinclinal, puede resultar chocante al situarse en la prolongación del sector occidental de la Sierra de Pela, que, por el contrario, corresponde a un sinclinal. Sin embargo hay que tener en cuenta que entre ambos sectores se interpone la falla de Somolinos y, además que, con orientación general 60° E y una disposición alargada, se reproducen aquí las características tectónicas de otros anticlinales de tegumento meridionales (como el de Alpedroches, La Riba o Sigüenza, que analizaremos más adelante). A diferencia de ellos, sin embargo, la cobertera liásica resistente no ha sido desmantelada, y de ahí la morfoestructura anticlinal conforme y no inversa como las restantes.

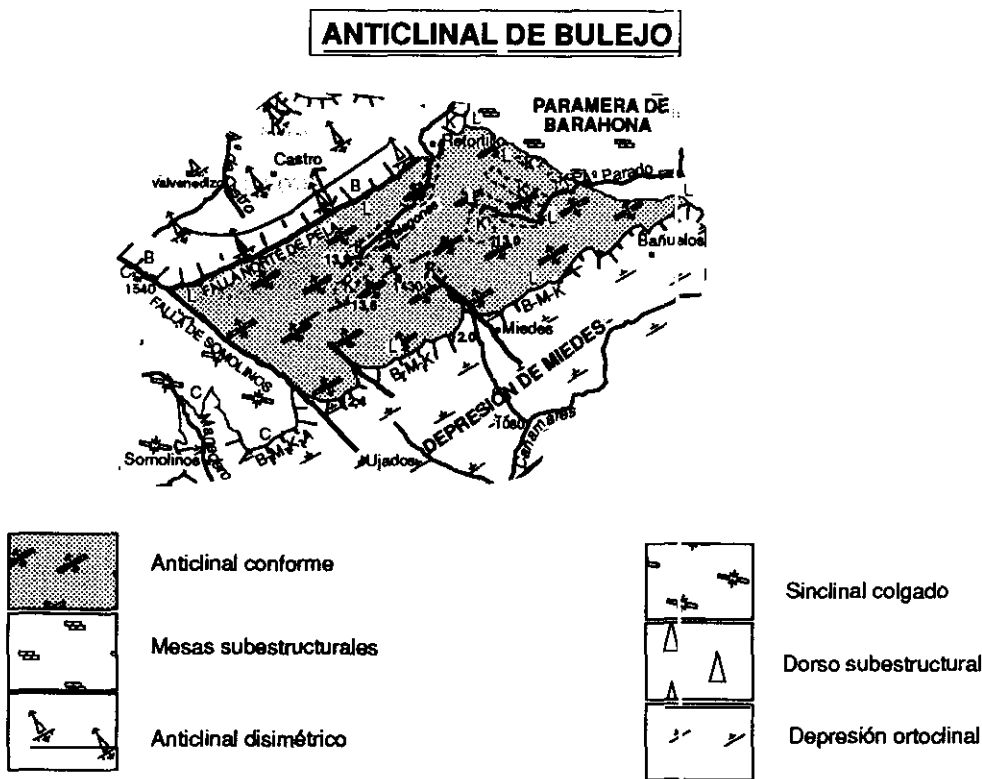
El flanco Norte resulta problemático. Las mismas camiolas del Lías, con una potencia regional relativamente pequeña, de unos 100 metros, forman una vertiente de 200 m. de desnivel y 300 m. de distancia reducida.

Con estos datos la única reconstrucción geométrica posible es la de un **flanco con buzamiento Norte**, acompañando a la vertiente, previo a la falla Norte de Sierra de Pela Oriental, que es difícil suponer que sea invertido.

De este modo la presencia de un anticlinal inmediato a la falla del Norte de Pela, parece tener cabida en el contexto de material plástico, que haya actuado como nivel de despegue y que oriente la falla.

Otro fenómeno tectónico interesante, que se observa también en los otros anticlinales meridionales, es el progresivo **descenso hacia el Este**, que se hace por fallas WNW- ESE y se produce por bloques de modo **escalonado** y que es seguido aproximadamente por el relieve. (Este descenso está confirmado además por los valores progresivamente inferiores de las cotas de la superficie de estratificación Keuper-Lías hacia el NE).

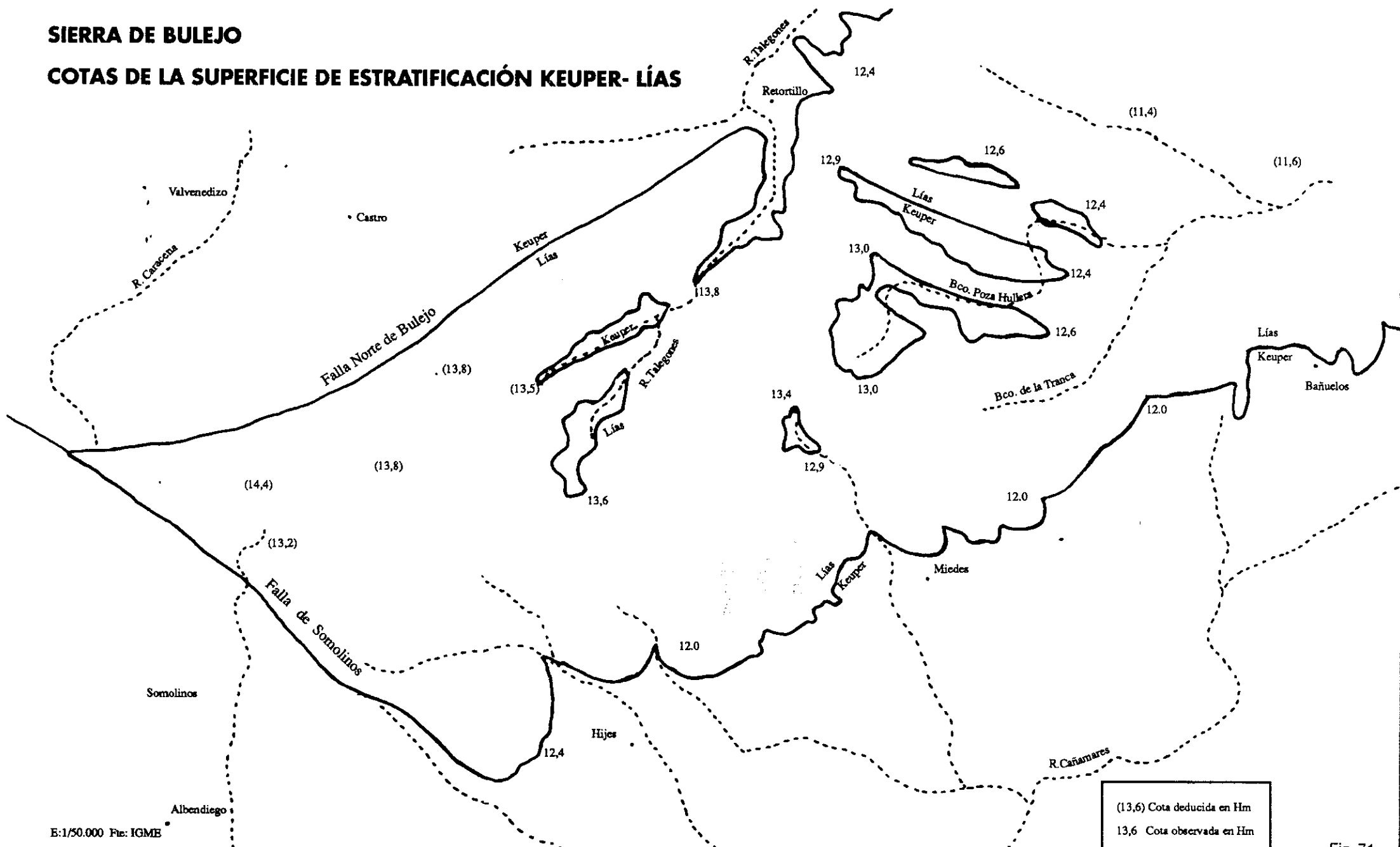
Se interpone además una diferencia litológica entre las resistentes carniolas liásicas y el Keuper que aparece en los extremos orientales de cada bloque, creando un modelado original. La erosión diferencial genera un esquema bandeado donde se suceden las hoyas alargadas (Keuper), separadas por elevaciones, seccionadas por gargantas labradas en el Lías.



na morfoestructural del anticlinal de Bulejo.

SIERRA DE BULEJO

COTAS DE LA SUPERFICIE DE ESTRATIFICACIÓN KEUPER- LÍAS



2.6.3.2. El área plegada de Castro. (fig. 72)

Si el sector occidental de la Depresión de Tiernes corresponde a la unidad morfoestructural de las Cuestas de Licerias, el área central coincide en gran medida con lo que podría designarse área plegada de Castro.

Efectivamente en este sector se suceden una serie de **anticlinales y sinclinales** con dirección guadarrámica NE. Se trata sin embargo de pliegues especiales, de tegumento, con chamela poco marcada, y amplios flancos de buzamiento mantenido. Por ello el contraste con el área limítrofe de estructura monoclinal no se hace muy notable. En concreto se diferencia:

- el Anticlinal de Castro,
- el Sinclinal de Losana,
- el Anticlinal de Rebollosa.

La longitud de los pliegues va disminuyendo hacia el Norte. (Se pasa por ejemplo de 8 Km. en el Anticlinal de Castro a sólo 3 Km. en el de Rebollosa). Esto se explica en el contexto de bloques tectónicos encerrados entre los dos grandes ejes convergentes, occidental y oriental.

Pero aunque el tamaño sea menor, se reproducen características de los pliegues mayores, como el de Sigüenza, La Riba, y otros: muchos, ante todo una notable **disimetría**, con un flanco Sur más marcado que el Norte, donde se advierte además la presencia próxima de una falla a la que se adapta, en este caso la falla Norte de Pela Oriental.

Sin embargo, una característica peculiar y notable de estos pliegues, que afecta también a la falla Norte de Pela es el **gancheamiento** que experimentan por el Este, lo cual es interpretado en Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Atienza

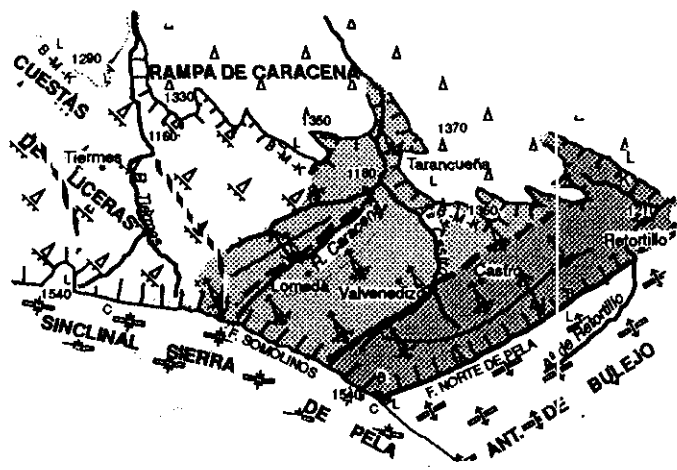
Esquema mo

1982, como resultado del movimiento dextral de la falla de Somolinos. Esto se ha de combinar además con la adaptación de los estratos al desnivel de la falla de Somolinos, esto es a la dirección WNW.

La red hidrográfica, que procede de la Sierra de Pela al Sur atraviesa este sector de la Depresión de Tiernes, para introducirse en la Rampa de Caracena, al Norte, por dos colectores, el río Tielmes y el Caracena. Esto es, la red hidrográfica se dispone transversalmente a las estructuras fundamentales, lo que favorece la proliferación de relieves estructurales, que propicia la heterogeneidad litológica de los materiales triásicos, y así se generan bellos ejemplos de relieves estructurales, a veces alargados, y otras más cortos y recortados.

Progresivamente la influencia de la dirección guadarrámica de plegamiento se va atenuando hacia el NW, dejando paso a la WNW, que es la dominante en el área morfoestructural ya considerada de Las Cuestas de Licerías. Se puede determinar sin embargo un área de interferencia en la cuenca alta del valle del Tiernes, aguas arriba de la propio yacimiento arqueológico, emplazado precisamente en un paraje en donde dos ejes resistentes según las mencionadas direcciones se unen para aprisionar al río.

AREA PLEGADA DE CASTRO



Escala 1:200.000

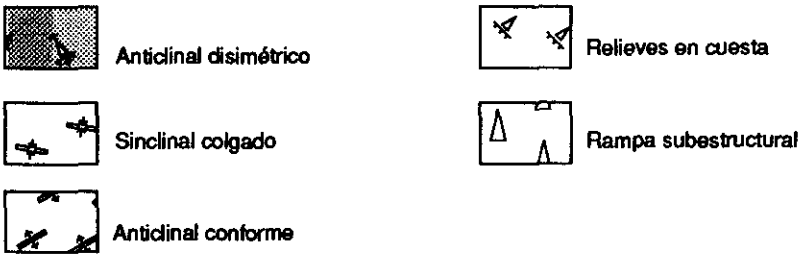


Fig. 72 Esquema morfoestructural del area plegada de Castro.

2.6.4. Relieves de tegumento en microbloques.

En el sector NW de la Paramera de Baidés se individualiza el área de mayor **Intensidad tectónica** y más fracturada de toda la Paramera de Sigüenza, que aparece compartimentada en una serie de **microbloques**. Esto se explica por su ubicación en el cruce de dos franjas de tectónica vigorosa, la meridional del Sistema Central y la occidental del Sistema Ibérico.

Como sobre el zócalo únicamente se conserva Triásico y Cretácico, de potencia no excesiva, podemos considerar que esta unidad se incluye con la anterior en el **ámbito de transición** del tegumento sajónico al estilo ya ibérico.

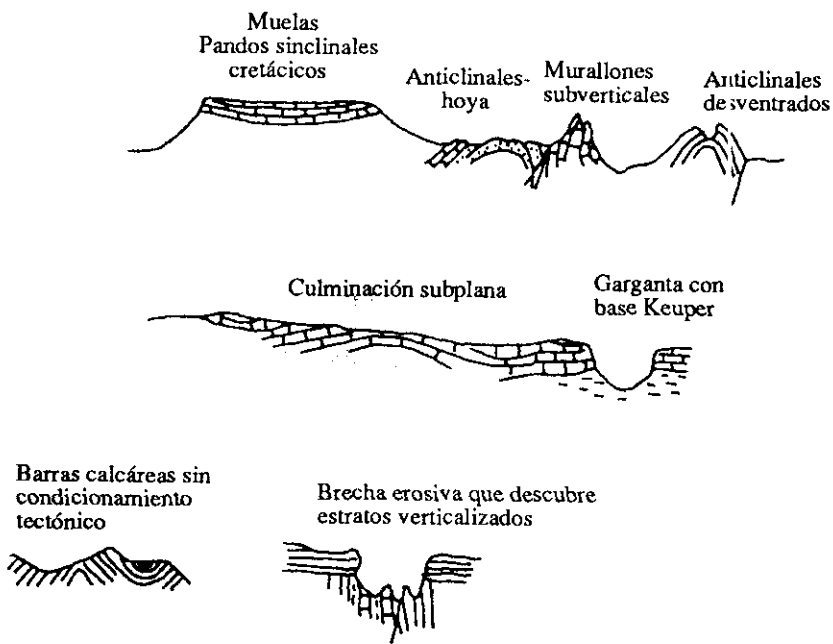
2.6.4.1. Los microrrelieves invertidos de Santamera.

Corresponde este área a una sola unidad morfoestructural. Las morfoestructuras más características son efectivamente relieves invertidos, pequeños **anticlinales** de zócalo- tegumento, que se traducen por **hoyas** y su correlato inverso, **sinclinales** cretácicos, que forman anchas y **pandas muelas**.

Pero además de ellos se diferencian otras dos morfoestructuras importantes: anticlinales, esta vez conformes, pero también cretácicos, que generan **muelas** ahora **estrechas** y alargadas y finalmente estratos cretácicos verticalizados, claro ejemplo de adaptación a las fallas, que generan **murallones escarpados** a veces terminados en crestería (fot. 44).

Una primera característica general de esta unidad morfotectónica es la de corresponder a un relieve **muy fuertemente tectonizado**, (para lo que es común en la Paramera de Sigüenza), algo que sería mucho más evidente aún si se prescindiese de la ocultación tectónica que originan los depósitos neógenos. Otra segunda

impresión que se puede obtener es que el **factor litológico**, y en concreto la presencia de **calizas cretácicas**, resulta primordial en el establecimiento de los relieves elevados, y que la tectónica se haya supeditada a las morfoestructuras de estos materiales en cada sector.



MORFOESTRUCTURAS DE LA PARAMERA DE SANTAMERA

Fig. 73

Esquema ideal de los tipos de morfoestructuras que aparecen en la Paramera de Santamera

Ahondando en la razón de ser de cada una de estas pequeñas morfoestructuras se pueden obtener las siguientes conclusiones:

- El modelo de **anticlinal- hoya** está representado por el anticlinal de El Atance, que se extiende en dirección NE a lo largo de unos 5 Km. Resulta significativo que, a pesar de presentar una fisonomía tan peculiar, se asemeja en su estructura a otros de la Paramera, ante todo por su disimetría, con un flanco Sur muy verticalizado en relación a una falla probablemente inversa (Schröder 1930) y también por su dirección guadarámica. La traducción morfológica es sin embargo muy diferente: aquí el reducido tamaño implica ante todo el predominio superficial de los **niveles blandos** del Trías Superior y además la posición paleogeográfica tan occidental implica que los materiales del Muschelkalk sean más detríticos y por ello menos resistentes. Por ambas condiciones el anticlinal se traduce por una **hoya**, aunque compartimentada en dos sectores, el de El Atance y el de la confluencia del Regacho y del Salado, separados por un pequeño umbral intermedio.

- La segunda morfoestructura característica es la de las **muelas**, "que no son otra cosa que **laxos sinclinales** afectados por la tectónica de falla que los modifica", (Águeda 1969). La clave de estos relieves está en la **erosión diferencial** de las arenas Albenses en la base, sobre las que se asientan calizas resistentes del Cretácico Superior, lo cual permite la formación de importantes escarpes, a la vez que en culminación se extiende una superficie plana. Corresponden a las zonas internas de los microbloques, sin trastocamientos tectónicos importantes.

Existen bellas morfoestructuras de este tipo, las representaciones más significativas son Muela de la Virgen ³ al Este de Riofrío del Llano, la Muela Vieja y La Tabla, a uno y otro lado del Salado aguas arriba de El Atance, y la Muela de

³ Nombre inédito en la Cartografía

Valdeconejos.

- El tercer tipo morfoestructural corresponde a anticlinales, también cretácicos. A diferencia de los anteriores, presentan fuertes buzamientos y generan encrepados murallones dobles. Al aflorar los materiales más deleznable en el centro, se forman auténticos **anticlinales parcialmente desventrados**. La manifestación mejor desarrollada es la Muela de Viana, situada al Norte de la población.

- Como cuarta morfoestructura señalamos las **series monoclinales de fuerte buzamiento**, a veces subvertical, también cretácicas. La consecuencia orográfica son extensos murallones, que a veces terminan en relieves encrepados (Santamera y Peña Alta son buenos ejemplos). La génesis de estas morfoestructuras como adaptaciones a saltos de falla queda patente en los pliegues en rodilla, que enlazan con áreas subhorizontales. (El pliegue en rodilla de Santamera es ejemplar al respecto).

Los crestones cretácicos se pueden observar aún más al Sur, en la proverbial brecha erosiva ⁴ labrada en la cobertera subhorizontal del Mioceno por los ríos Henares (ferrocarril) y Dulce (La Cabrera), que nos deja ver estratos cretácicos verticalizados adaptándose al salto de falla entre el bloque del Sistema Ibérico y la Cuenca del Tajo. Es un marco impresionante, donde se aprecia cómo resbalan los segmentos fallados, sirviéndose con frecuencia de la plasticidad de las arenas albenes.

Estas cuatro formas tectónicas se ordenan de manera precisa según la **compartimentación del zócalo en bloques hundidos hacia el Norte**, típica

⁴ "En la pintoresca garganta erosiva del Henares se ofrece una provechosa visión ("prachtvoller Einblick") de la tectónica marginal de la Cuenca del Tajo." Schröder, 1930, pág. 172 (740). Das Grenzgebiet von Guadarrama und die Hesperischen Ketten.

de la Paramera. De todas formas se pueden diferenciar dos modelos:

- Al Norte de Huérmeces, el mayor tamaño de los bloques implica, que en una serie poco potente, formada exclusivamente por Trías y Cretácico, las partes más levantadas del Sur corresponden a los anticlinales- hoya más antiguos, mientras que en la mitad septentrional más hundida, se localizan los sinclinales cretácicos- muela y, justo en el enlace con el bloque septentrional siguiente, se alzan los murallones de fuerte buzamiento.

- Al Sur de Huérmeces, la menor dimensión de los bloques implica que todas las formas se desarrollen sobre el Cretácico. Así los anticlinales- hoya son sustituidos por encrespados anticlinales disimétricos cretácicos, encontrándose además, como al Norte, los laxos sinclinales cretácicos y los murallones en crestería también cretácicos. Sólo las morfoestructuras sobre neógeno subhorizontal discordante rompen el predominio de este nivel estructural.

PARAMERA DE SANTAMERA

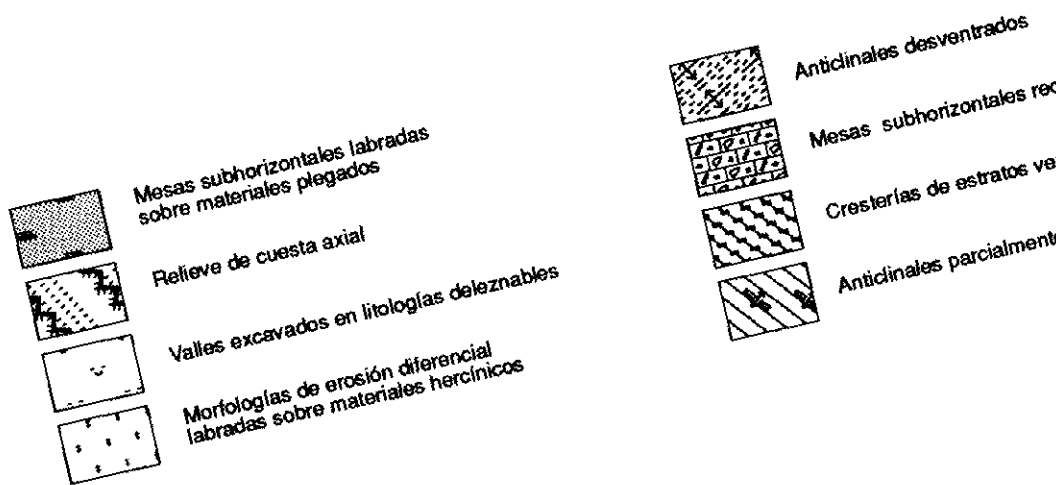
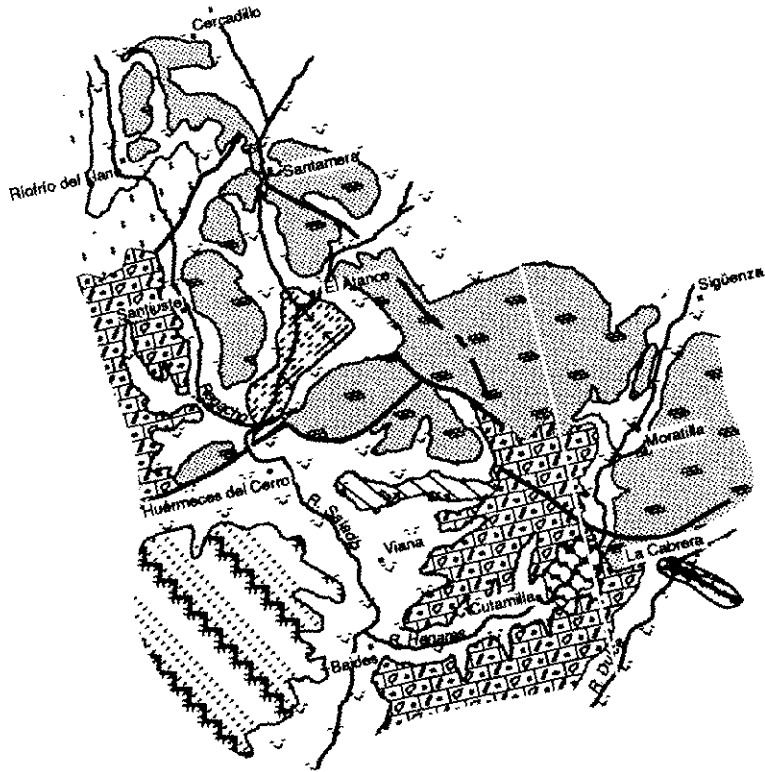


Fig. 74

Esquema morfoestructural de la Paramera de Santamera.

2.6.5. Relieves de tegumento y cobertera (estilo ibérico)

En el sector centro-oriental de la Paramera, el crecimiento de la masa de sedimentos supra zócalo permite **diferenciar** los niveles tectónicos de **tegumento y de cobertera**, separados por un nivel plástico muy engrosado del Keuper, lo que conforma en conjunto un estilo tectónico **ibérico**, más complejo que el anterior.

Espacialmente se diferencian los sectores donde sólo se encuentra el nivel inferior de tegumento, de aquellos en los que ya está presente la cobertera.

Todos los afloramientos de tegumento corresponden a anticlinales, pues las áreas sinclinales correspondientes se encuentran recubiertas aún por niveles litoestratigráficos superiores.

Entre los anticlinales se diferencian bien los grandes anticlinales desventrados, que forman un relieve marcado de serrotas, y los mucho más pequeños lomaños orientales, correspondientes a sectores de flancos anticlinales sólo parcialmente desmantelados.

2.6.5.1. Los anticlinales desventrados de Sigüenza, La Riba y Alpedroches.

En el Corredor Central de Atienza-Sigüenza se localizan tres grandes serrotas, que traducen con gran fidelidad los condicionamientos tectónicos, y que corresponden a los mayores **anticlinales** de la Paramera de Sigüenza. Las **tres serrotas** mencionadas son:

- la Serrota de La Guijarrosa,
- la Serrota de La Riba,
- la Serrota de Alpedroches.

La primera corresponde al Anticlinal de Sigüenza y las dos últimas a los anticlinales homónimos.

Consideremos los sucesivos elementos de estos anticlinales, que permiten caracterizarlos con precisión. Estos elementos se pueden seguir mediante clave numérica en el esquema cartográfico del anticlinal de Sigüenza, paradigmático al respecto. (fig. 75).

La orientación general de los pliegues es típicamente guadarrámica. La dirección de los estratos, que varía entre 50º y 70º E, resulta suficientemente expresiva, aunque en algunos casos sólo sea resultado global de segmentos menores. Así:

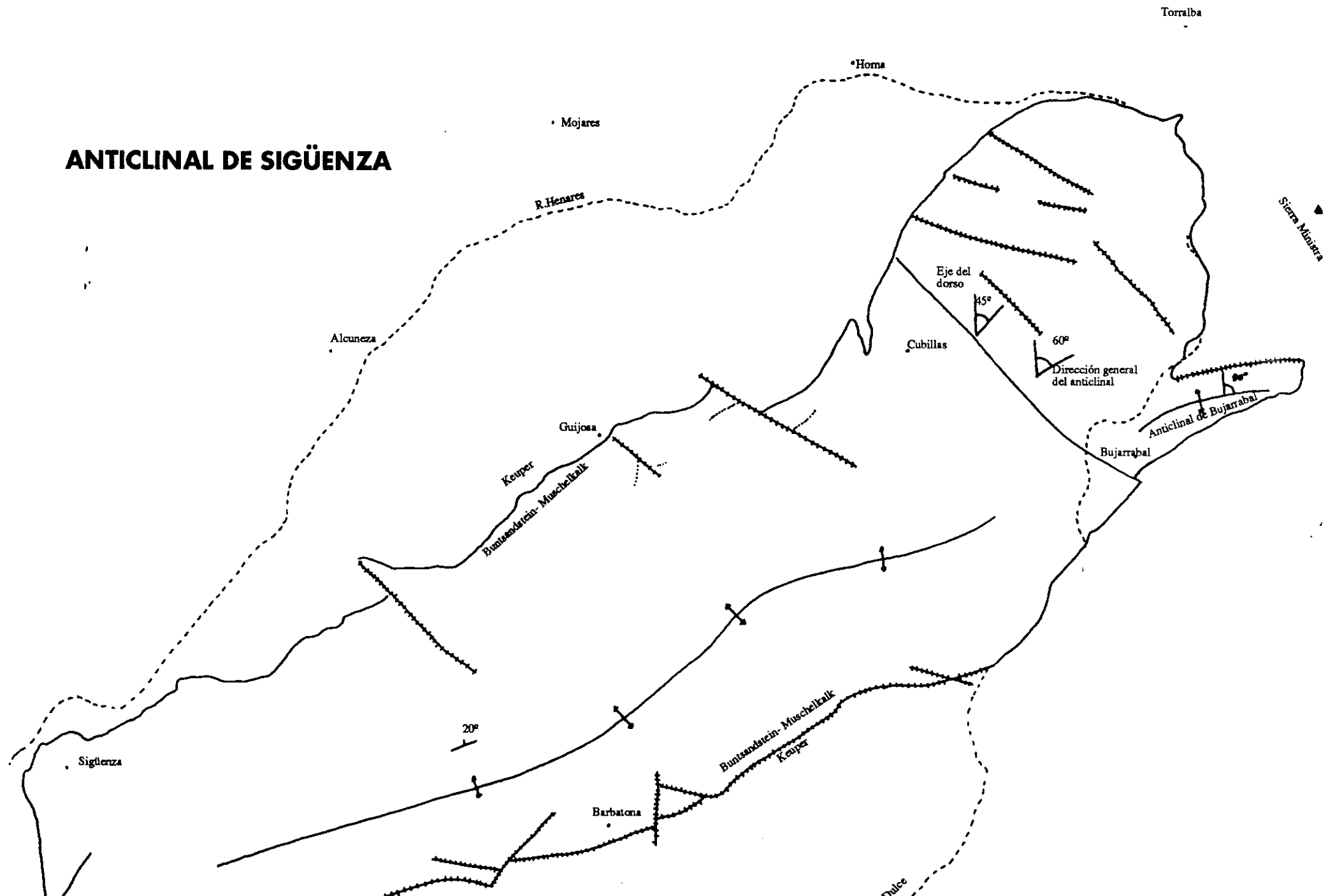
- Anticlinal de Sigüenza, 65º E, tramo principal,
- Anticlinal de La Riba de Santiuste, 70º E, en general,
- Anticlinal de Alpedroches, 50º - 65º E, en los flancos.

El carácter tectónico más significativo es **el fuerte buzamiento del flanco Sur**, (40º-80º), que coincide además con una notable reducción en la potencia del Keuper, seguramente en relación con una migración de materiales de origen tectónico. Fallas y superficies de deslizamiento jalonan los diversos tramos del flanco.

Resulta también muy significativa la disposición de este flanco- falla Sur, que **se arquea** en sus extremos. La incurvación **hacia el SW** es más brusca, y se produce bien a través de una curva de enlace, solución geométrica en que los materiales traducen directamente un cambio progresivo de la dirección de deformación, o mediante una serie de tramos intermedios quebrados. En cualquier caso se advierte la adaptación a un esquema fallado.

Por la edad relativa de los materiales, se deduce que el labio que queda al Norte de la falla es el levantado, y al ser también el convexo o interno, se supone el **carácter Inverso de la falla**. Esto coincide con lo expresado en Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Sigüenza), 1981.

ANTICLINAL DE SIGÜENZA



Todo ello permite ya concebir a los anticlinales como adaptación de los estratos a una importante desnivelación del zócalo de carácter inverso.

En el relieve este flanco se traduce por uno o varios crestones alineados, de resalte generalmente moderado.

La **charnela** resulta **poco nítida y marcada**, siendo difícil precisar su localización, lo que confirma la interpretación del anticlinal como adaptación de tegumento a un bloque de zócalo levantado, que sólo llega a aflorar en el anticlinal de La Riba.

La **charnela** aparece además fragmentada por numerosas fallas transversales y desdibujada por buzamientos axiales intermedios. Cuando se representa de forma continua y sinuosa, como en el caso del anticlinal de Sigüenza en Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica Sigüenza), 1981, sólo puede entenderse de forma aproximada. Resulta efectivamente extraño que, con los numerosos desplazamientos tectónicos en los flancos Norte y Sur, la **charnela** no se encuentre también troceada y partida por fallas. Esto se hace patente, sin embargo, en el anticlinal de Alpedroches, donde los afloramientos del Pérmico, litológicamente diferenciado, manifiestan claramente los desplazamientos ocasionados por las fallas que segmentan la **charnela**.

Esta **charnela** poco marcada suele corresponder a las mayores elevaciones de las serrotas, que de esta forma dibujan una morfoestructura sólo parcialmente desventrada.

El **flanco Norte** resulta más tendido (10° - 30°) y de mayor longitud, lo que precisa la interpretación del anticlinal como la **adaptación a un bloque desnivelado hacia el Norte**, disposición muy común en el Sistema Central.

Este menor buzamiento favorece por otra parte la formación de un sector es-

tructural con largas cuestas, que alcanzan gran altura, de acuerdo con la observación de Ashley, 1935, de que los relieves monoclinales de menor buzamiento suelen ser más elevados.

Las **fallas transversales** son muy numerosas en los dos flancos Norte y Sur (Schröder, 1930). Se ajustan perfectamente a los ámbitos de direcciones estructurales dominantes a nivel regional, lo que indica que son independientes de la inflexión: así, en el anticlinal de Sigüenza se pasa de un área occidental, donde predominan las fallas transversales de dirección NNW, a otra central, con fallas de dirección NW, y finalmente al extremo oriental, con predominio de la dirección WNW. Esto es, de Oeste a Este se suceden los ámbitos que se habían definido como de dirección Altomira, Ibérica y Almazán respectivamente.

El movimiento de estas fallas transversales resulta complejo: Schröder, 1930, ya afirmaba que "junto a movimientos verticales, existen indudablemente también horizontales". Posteriormente se explicitan movimientos dextrales de dirección NW en Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Sigüenza), 1981.

En efecto, se puede detectar un **doble movimiento en las fallas**, tanto en sentido vertical como en horizontal, en base a las siguientes observaciones y deducciones:

Se observa cómo en el **flanco Norte** los bloques aparecen **notablemente desplazados** en sentido dextral, mientras que en el **flanco Sur** el desplazamiento es **exiguo**, unas veces dextral y otras sinistral.

Se puede razonar que un movimiento dextral horizontal implicaría lógicamente desplazamientos dextrales en ambos flancos, mientras que un hundimiento en sentido transversal supondría movimiento aparentemente dextral en uno de los flancos y sinistral en el otro. Ninguna de estas dos situaciones, por si sola, es acorde con los resultados observados en los anticlinales.

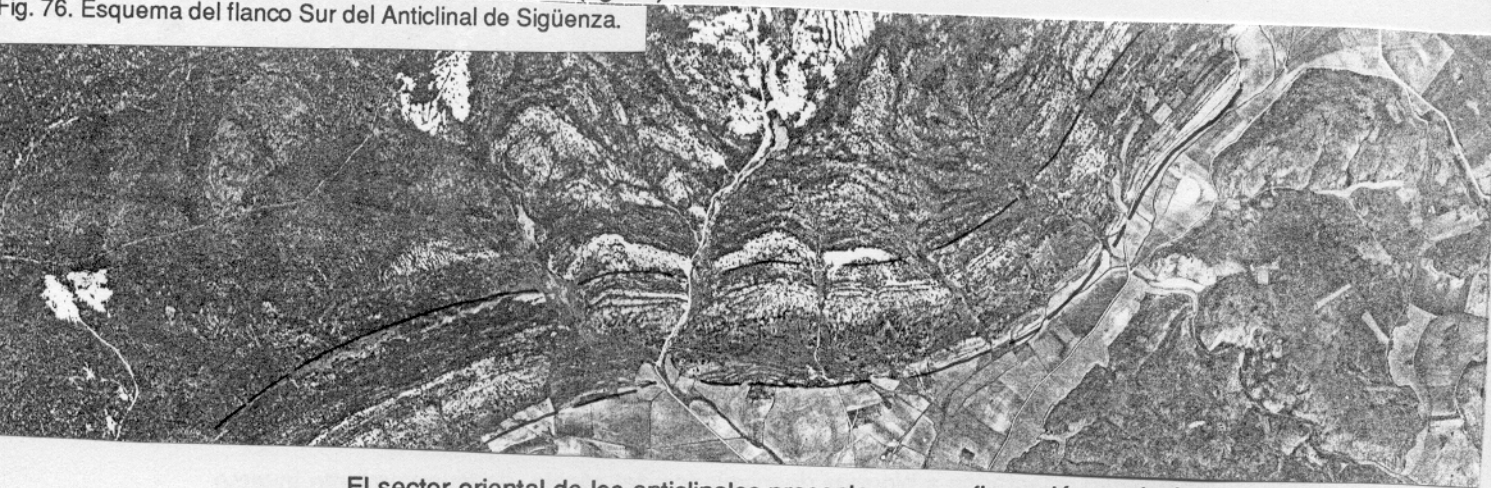
Sólo un movimiento combinado, dextral y de hundimiento al Este, explica que al sumarse sus efectos, se produzca sobre el flanco Norte un gran desplazamiento dextral, mientras que sobre el flanco Sur, al ser los sentidos contrapuestos se crea una solución variable, siempre atenuada, prevaleciendo a veces el hundimiento hacia el Este y otras el movimiento dextral.

Esta fracturación transversal se manifiesta además por:

- **plataformas desniveladas y basculadas lateralmente**, que pueden interpretarse como resultado de rotaciones levógiras, consecuencia de la posición de la plataforma entre dos fallas dextrales.

- **crestones curvados** en el flanco Sur, que constituyen flexiones de adaptación a los trastocamientos tectónicos más profundos, que no han llegado a experimentar fracturación. (fig. 76)

Fig. 76. Esquema del flanco Sur del Anticlinal de Sigüenza.



El sector oriental de los anticlinales presenta una configuración particular por los cierres periclinales, que se presentan incurvados y por la existencia de anticlinales menores, satélites, que se albergan al SE.

En efecto, en el **cierre periclinal oriental** de los tres anticlinales, se aprecia una **incurvación** desde la dirección general 60° E a la NNE (10° E en el anticlinal

de La Riba) o a la NE (45°E en el de Sigüenza). Este cierre se realiza, bien a través de una sucesión de fallas transversales que determinan bloques sucesiva y escalonadamente hundidos al NE (caso del anticlinal de Sigüenza y de Alpedroches), bien mediante falla longitudinal paralela a los estratos (anticlinal de La Riba).

A su vez, al SE de los anticlinales de Sigüenza y La Riba se encuentran entroncadas **ramificaciones anticlinales** de menor tamaño y de dirección general E- W, que corresponden respectivamente al anticlinal de Bujarrabal y al de Sienes, este último algo más separado.

La situación de estos ramales resulta significativa porque el arranque coincide con el punto donde se inicia el tramo del cierre periclinal incurvado, que se acaba de reseñar. El ángulo entre la dirección del cierre (45° E) y del ramal (80° E) tiene como bisectriz la dirección general 60- 65° E del anticlinal.

El esquema parece representar, a modo de hipótesis, una **respuesta bifida de la fragmentación del terreno** (a modo de descomposición vectorial) ante las direcciones generales de máximo esfuerzo: la línea de rotura del anticlinal, que hasta entonces mostraba una respuesta unificada, encuentra aquí dos soluciones de continuidad, la del cierre periclinal y la del ramal anticlinal de menor desarrollo, que se localizan a uno y otro lado de dirección hasta entonces mantenida.

En conclusión, los tres anticlinales pueden interpretarse como pliegues de tegumento adaptados a bloques desnivelados del zócalo, de levantamiento inverso y basculamiento hacia el Norte y orientación general guarrámica (60° E). Seccionados además por numerosas fallas transversales de movimiento dextral y vertical, hacia el Este terminan en un desdoblamiento morfoestructural, con un cierre periclinal incurvado al NE y un ramal subsidiario de orientación E-W.

2.6.5.2. Los lomazos anticlinales de Barcones Alcubillas y Miño.

En la Paramera de Barahona se individualizaron una serie de lomazos, alargados y poco prominentes, que corresponden a fragmentos de tegumento. Son de bastante menor longitud que los anteriores, aproximadamente la mitad de largos, y su **dirección** fundamental es **W- E** y no NE. En concreto se trata de:

- el anticlinal de Barcones,
- el anticlinal de Romanillos o Alcubillas,
- el anticlinal de Miño- Medinaceli.

Presentan una configuración muy particular y compleja, ya que en alguna medida se trata a la vez de morfoestructuras monoclinales, sectores de anticlinal y segmentos determinados por falla. Ello es posible entendido de la siguiente forma:

- por una parte se trata de **unidades con aspecto monoclinal**, de buzamiento medio (15-20°), hacia el N. Sólo en el anticlinal de Miño afloran minoritariamente estratos inclinados hacia el Sur;

- por otra parte, en el contexto del entorno aparecen como sectores de materiales más antiguos, esto es más elevados tectónicamente. De esto podemos deducir que el aspecto monoclinal que presentan, deriva de que sólo corresponden a un **fragmento de una estructura anticlinal**. Este hecho se confirma plenamente en el Anticlinal de Miño- Medinaceli, donde llega a aparecer la chamela y un sector del flanco Sur;

- finalmente, los afloramientos se encuentran parcialmente limitados por líneas de falla, lo que indica que en definitiva la causa de la individualización del afloramiento ha sido un **sistema de fracturación independiente**.

Las fallas limitan los afloramientos por el Sur y Oeste. El cambio de dirección se hace, bien mediante una incurvación marcada o bien mediante quiebras sucesivos. Denotan en definitiva una fracturación en pequeños bloques. La coincidencia de que el labio Norte levantado sea a la vez convexo en planta, hace suponer una **situación compresiva**.

Las formas tectónicas se dibujan con **poco vigor orográfico**, quedando enmascarados en el entorno; a ello contribuye el hecho de que los materiales liásicos envuelven de una forma muy efectiva los núcleos anticlinales, disponiendo una situación de marcado control litológico.

La dicotomía entre la orientación de los estratos y las fallas, patente en los tres sectores monoclinales, adquiere diferentes soluciones en cada uno de ellos:

- en el **anticlinal de Barcones** se reconocen dos sectores en que los estratos presentan direcciones 45° y 85° E, sin duda en relación con sendas fallas. (fig. 77)

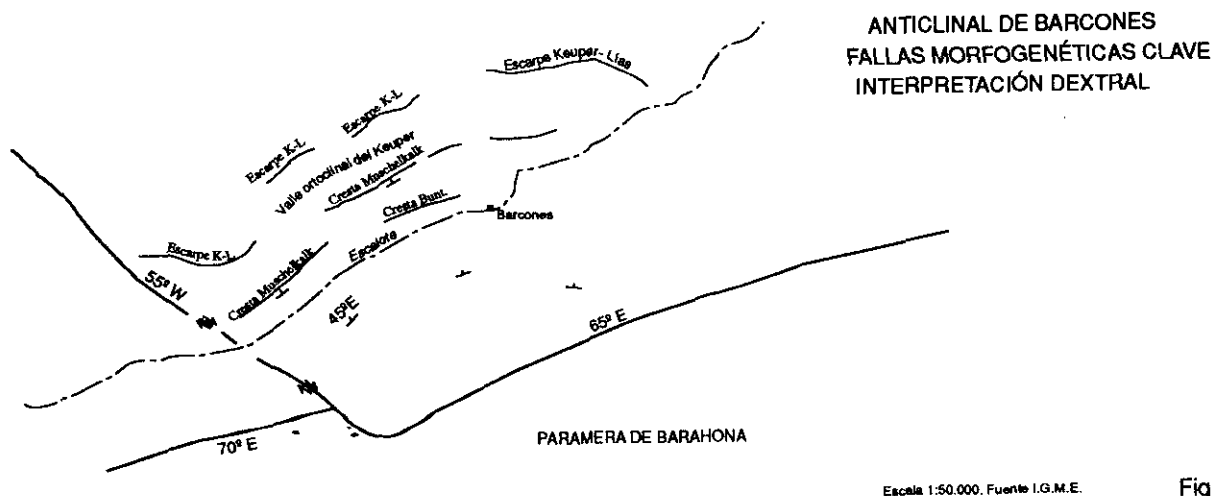


Fig. 77

- en el **anticlinal de Alcubillas**, que se puede considerar como el extremo periclinal de un anticlinal de tegumento NE, las fallas han recortado, sin embargo, un afloramiento con dirección general ENE. (fig. 78)

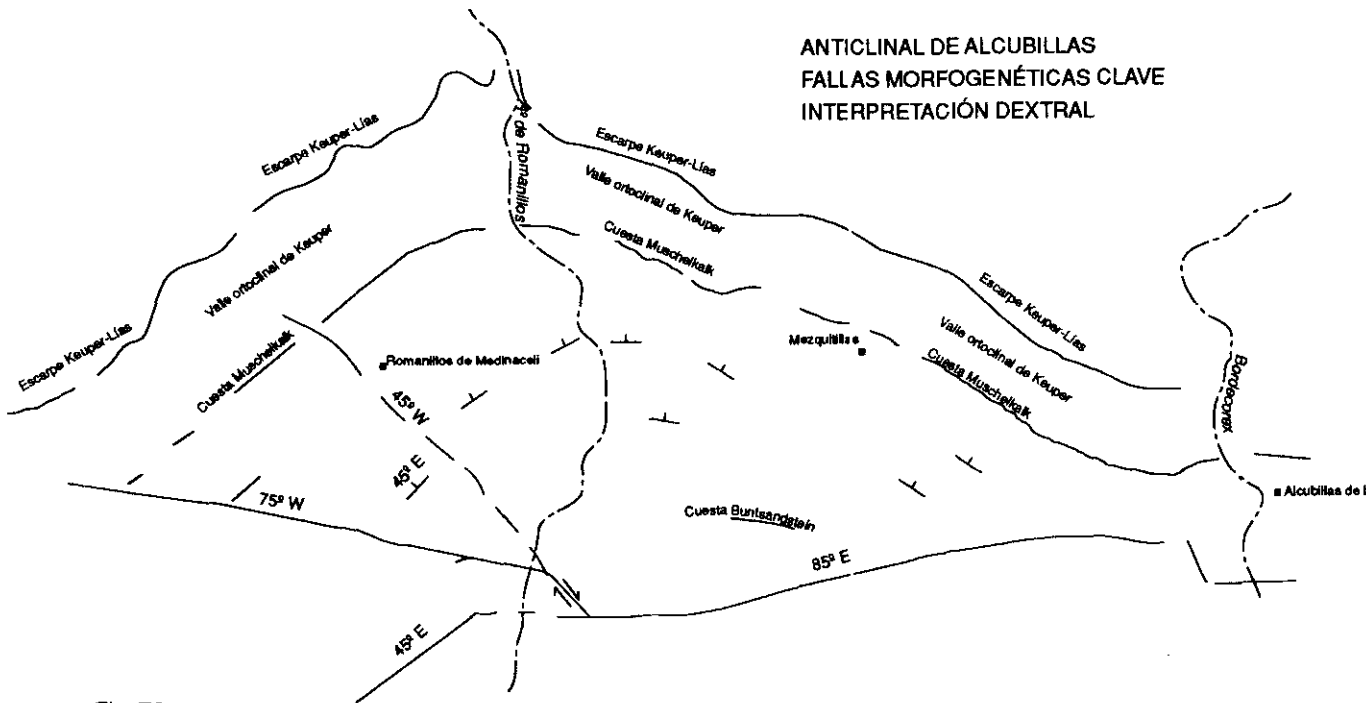


Fig. 78

Escala 1:50.000. Fuente I.G.M.

- en el **anticlinal de Miño- Medinaceli**, la disposición resulta algo más compleja e interesante. Desde el extremo SW, se individualizan dos ejes anticlinales: uno hacia el NE, hacia Beltejar y Blocona, y otro hacia el Este, hacia Medinaceli. Estos dos ejes dejan entremedias materiales más recientes, tectónicamente hundidos. La situación presenta semejanza con los bloques satélites de Bujarrabal y Sienes en las serrotas ya analizadas. (fig. 79)

ANTICLINAL DE MIÑO- MEDINACELI: (SECTOR OCCIDENTAL)
FALLAS MORFOGENÉTICAS CLAVES
INTERPRETACIÓN DEXTRAL

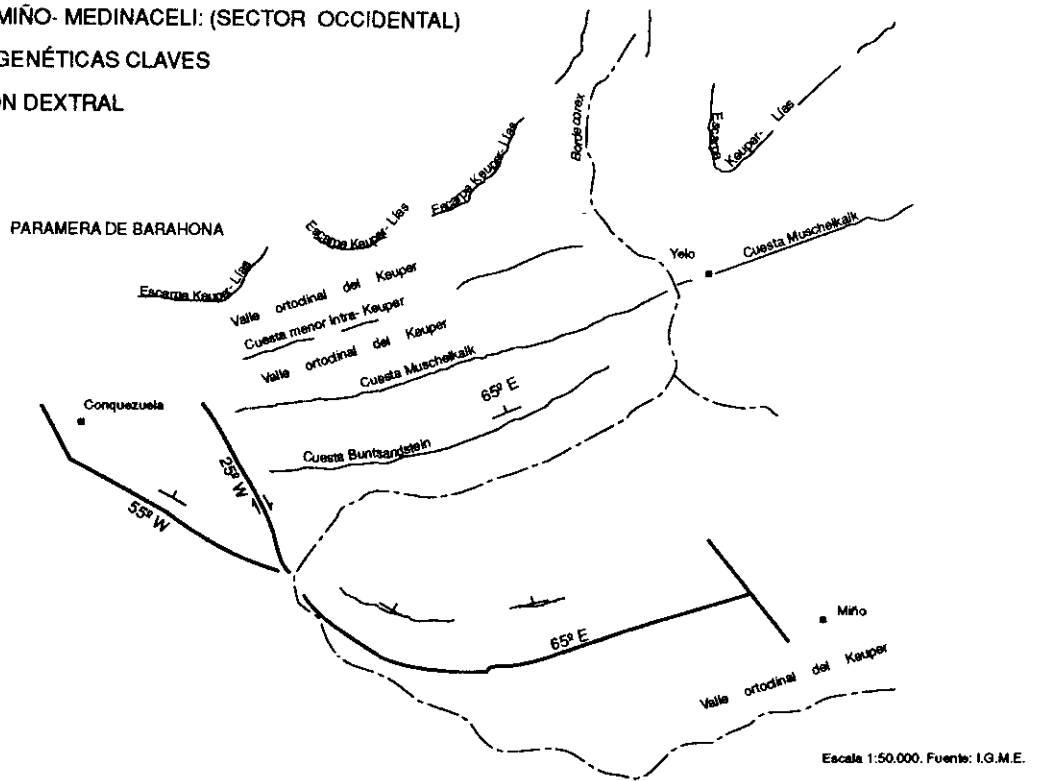
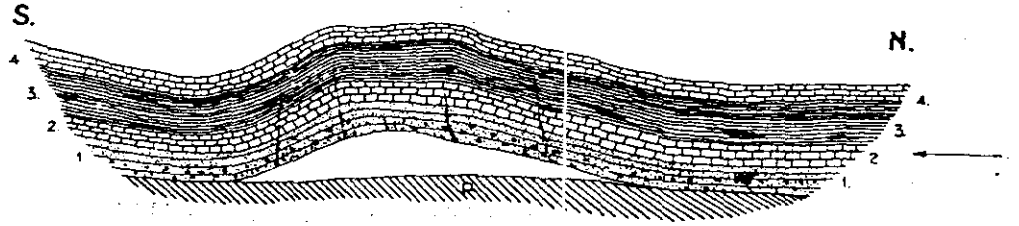


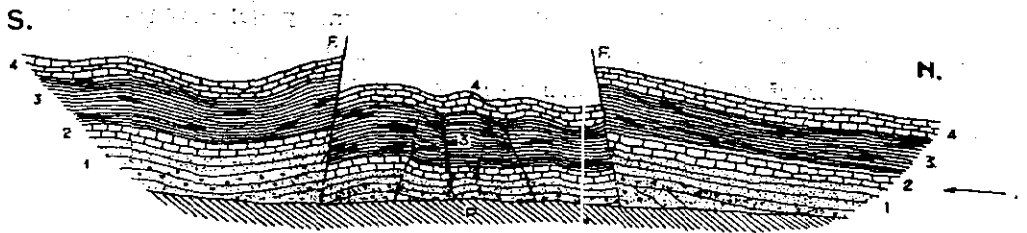
Fig. 79

La interpretación formulada por Gavala, en 1952, es que estos materiales centrales corresponden a la clave hundida de un abombamiento anticlinal, que luego ha experimentado una compresión. (fig. 80)

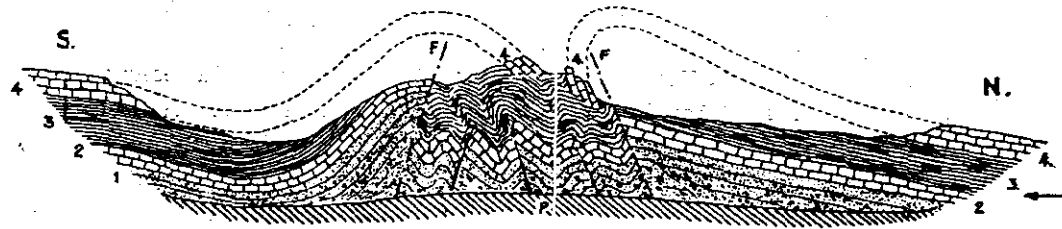
Sin embargo, sobre la existencia del pretendido anticlinal, aparecen una serie de objeciones, entre las que cabe destacar la importante divergencia angular de los dos ejes anticlinales, la existencia de un pliegue completo en el eje Sur y finalmente la dificultad de un movimiento distensivo en una falla inversa (según sondeos y gráficos del propio Gavala). Esto permite sospechar aquí un plegamiento independiente de los dos ejes y quizá el mecanismo de desdoblamiento estructural planteado anteriormente.



(a) Fase Iª del plegamiento.- Despegue de la base y formación de grietas.



(b) Hundimiento de la clave sobre la base paleozoica.-



(c) Compresión de la clave hundida en la fase final del plegamiento

Corte esquemático del anticlinal de Medinaceli, con las distintas fases del plegamiento, según Gavala (20).

P. Pizarras paleozoicas.—1. Pudingas y areniscas triásicas.—2. Calizas triásicas.
3. Keuper, margas salíferas y yesos.—4. Calizas supratriásicas.

Fig. 80

Interpretación morfogenética del Anticlinal de Medinaceli según Gavala. La principal dificultad del esquema estriba en el hundimiento de la clave a lo largo de fallas inversas en un contexto distensivo. (2º gráfico).

2.6.6. Relieves de cobertera

Una vez que han sido considerados los relieves de tegumento, tratamos a continuación los que corresponden a la **cobertera**.

En función de los resultados morfológicos cabe diferenciar dos unidades, una más masiva la de las Parameras centrales y otra mucho más recortada, la de la Paramera de Medinaceli, al Este.

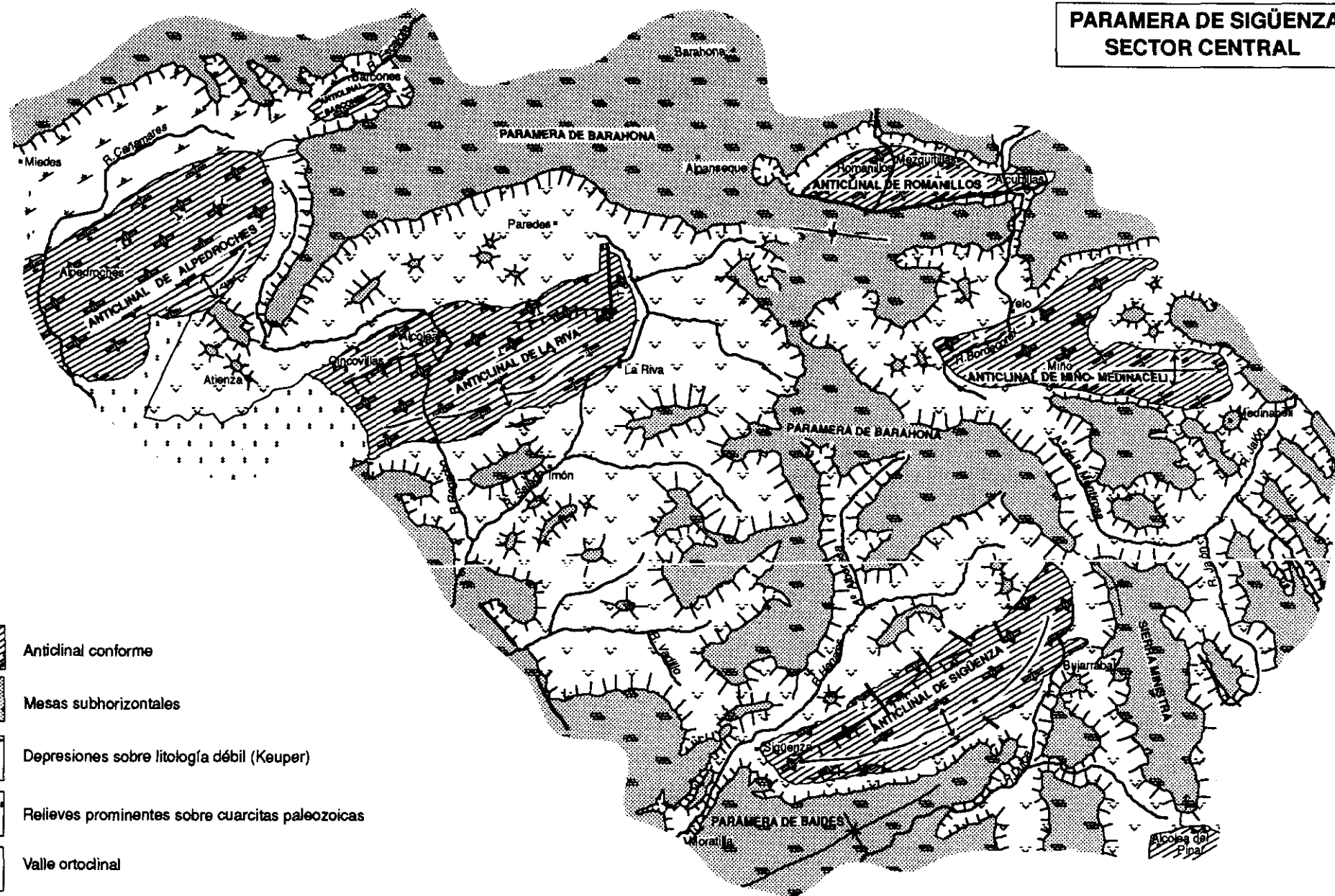
El carácter fundamental viene dado por la atenuación de la intensidad tectónica. Esto se acompaña por cierta autonomía respecto a los movimientos del zócalo, que sin embargo no afecta a las grandes morfoestructuras.






2.6.6.1. Las mesas subhorizontales de las parameras centrales. (fig. 81)

Si bien es cierto que en el área central de la Paramera de Sigüenza el tegumento corresponde a anticlinales, sin embargo la cobertera no siempre está formada por sinclinales. Efectivamente, se reconocen estructuras sinclinales que se pueden clasificar en dos grupos, pandos y apretados, que corresponden respectivamente al área interna y al margen de contacto entre bloques. Pero además existe otro tercer grupo de morfoestructuras, ampliamente extendidas, con interesantes problemas de interpretación, por donde parece oportuno comenzar.

Las formas controvertidas son amplias plataformas de armazón liásico recortadas entre valles abiertos en el Keuper, por lo cual presentan **apariencia de sinclinales**, con los materiales más modernos en el centro. Como tales se han considerado en la cartografía geológica.

PARAMERA DE SIGÜENZA SECTOR CENTRAL



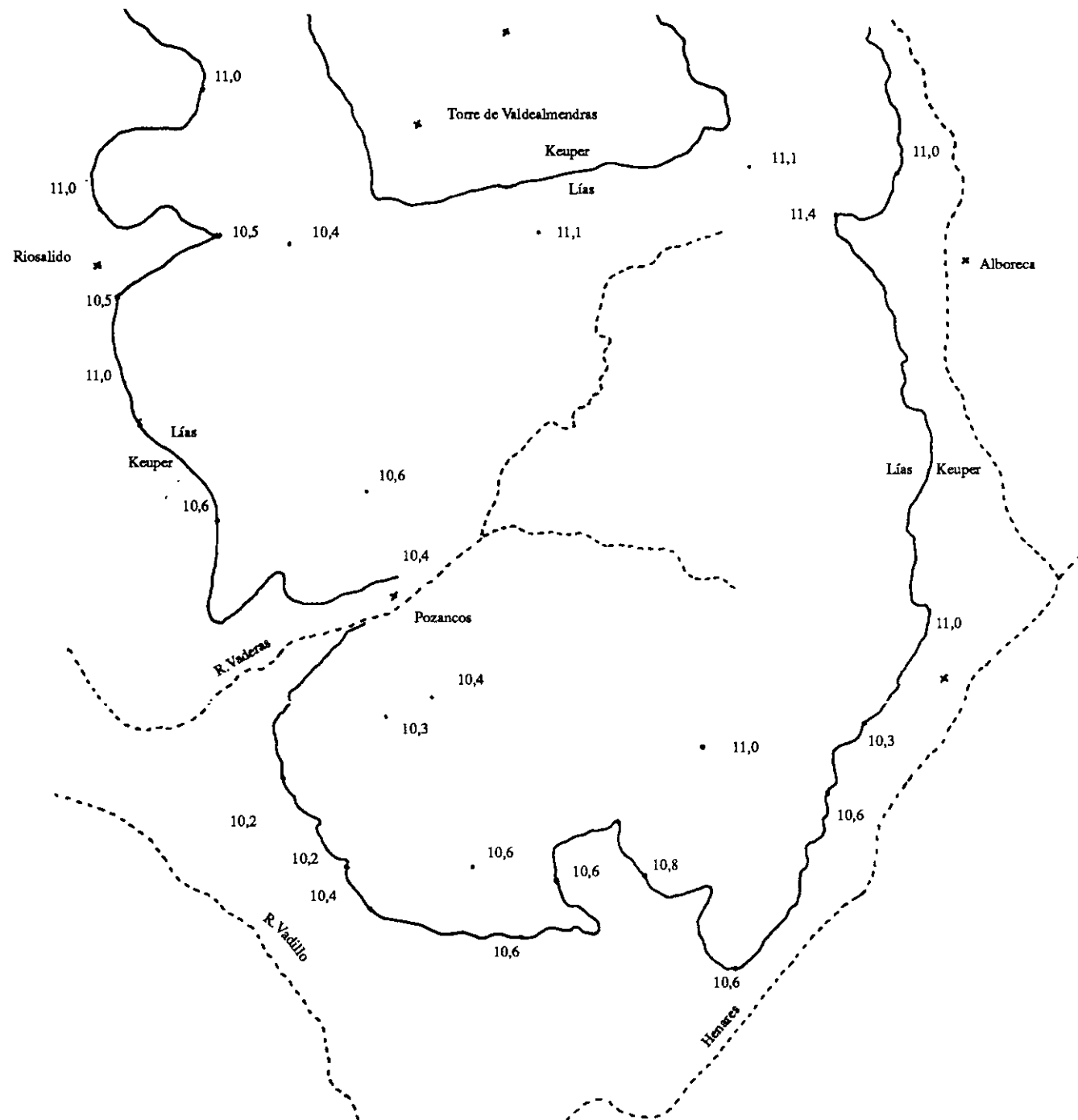
-  Anticlinal conforme
-  Mesas subhorizontales
-  Depresiones sobre litología débil (Keuper)
-  Relieves prominentes sobre cuarcitas paleozoicas
-  Valle ortoclineal

Sin embargo un análisis más detallado a partir de las cotas de estratificación nos muestra que unas veces se trata de flancos anticlinales y otras de estructuras subhorizontales. Para llegar a esta conclusión se han considerado las cotas de las superficies de estratificación directamente en los afloramientos de vertientes y se han extrapolado en las supuestas chamelas a partir de la potencia consignada en la bibliografía estratigráfica.

Así, en el extremo Oeste de la Paramera de Barahona, la **Sierra de Torremocha**, interpretada como un sinclinal al estar enmarcada por dos afloramientos del Keuper, puede considerarse, a partir de las cotas de estratificación, como **parte del cierre perianticlinal** de Alpedroches en descenso hacia el SE.

Utilizando el mismo procedimiento cabe reinterpretar como un suave anticlinal el **Interfluvio Henares-Vadillo**, que se ha considerado como sinclinal. (fig. 81)

Algo similar ocurre con un relieve tan importante como **Sierra Ministra** (fig. 82) : se trata de un fragmento de la Paramera, individualizada y realzada entre las cabezas del Jalón y del Henares. Como corresponde a materiales del Lías, más modernos, entre Keuper, más antiguo, ha sido interpretada como sinclinal. Sin embargo tal consideración no parece exacta: la culminación de la sierra ocupa una posición muy alejada e independiente de una charnela sinclinal poco marcada, que queda relegada a las zonas más bajas orientales. Las cotas de la superficie de estratificación muestran que por el contrario se trata de un flanco monoclinal, más concretamente de un **fragmento de cierre periclinal** NE del anticlinal de Sigüenza. En lugar de ser un relieve invertido, se trata de un relieve **parcialmente conforme**.



COTAS DE AFLORAMIENTO DE LA SUPERFICIE KEUPER-LÍAS EN SIERRA MINISTRA

Las cotas de afloramiento de la superficie Keuper-Lías indican con claridad las pautas de ascenso tectónico en la Paramera de Medinaceli reseñadas en el texto.

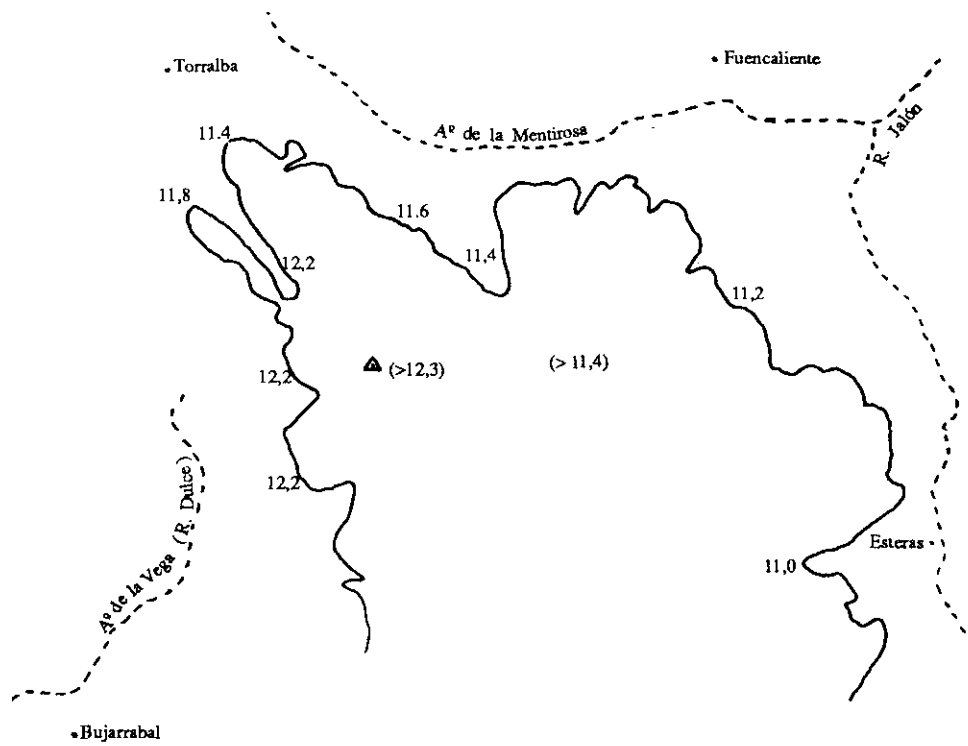


Fig. 83

El Pico de San Sebastián, en el extremo Sur, se puede considerar análogamente como flanco periclinal del anticlinal de Alcolea, situado más al Sur, ya fuera de la Paramera de Sigüenza. (fig. 84).

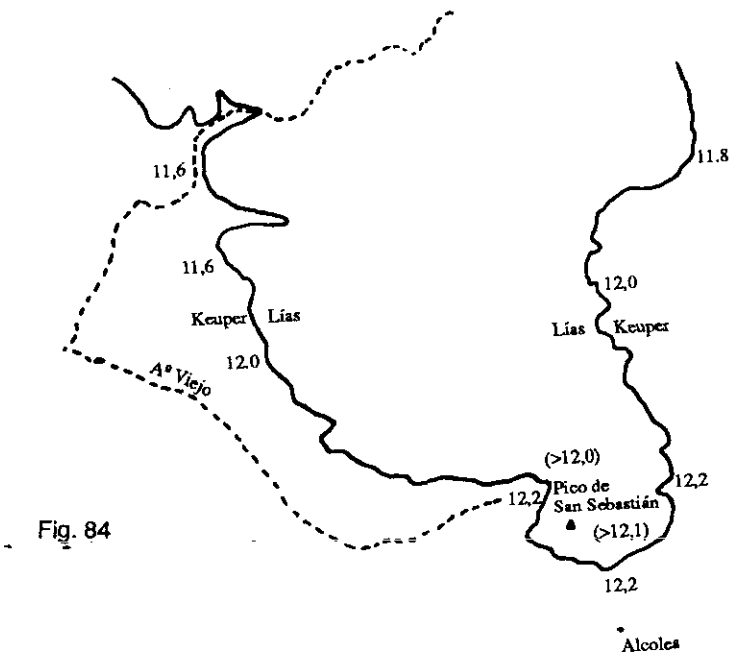


Fig. 84

En estas parameras centrales se encuentran además auténticos sinclinales, que obedecen a los dos tipos diferenciados en principio: los sinclinales pandos de las áreas internas de los bloques y los apretados de las áreas de contacto. Sin embargo, al estar integrados por los mismos materiales liásicos, se traducen en el relieve como formas masivas poco diferenciadas.

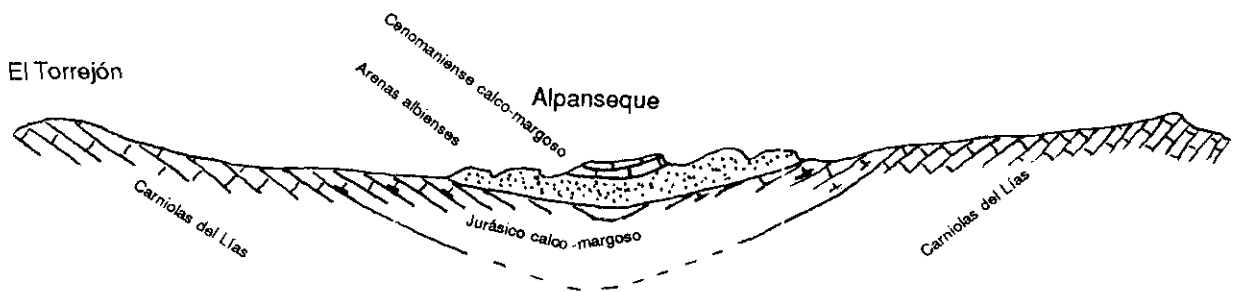
Entre los sinclinales pandos destaca el **amplio sinclinal de Barahona**, (fig 85) que se traduce en una morfología aún más panda y llana. La estructura fundamental es guadarrámica, consideración importante a señalar, pues en Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Barahona), 1982 ha sido señalada como ibérica.

En este sinclinal se advierte con claridad cómo el Albense y el Cenomanense se sitúan en discordancia respecto al Lías y Dogger. Esto resulta muy importante, pues nos muestra en definitiva, que la flexión de los sinclinales era notable antes del Albense, que éste fosiliza. Y como estos sinclinales no se explican sin los correspondientes anticlinales, también podemos suponer que éstos estuvieron parcialmente elevados y desmantelados durante el Mesozoico.

Oeste

Sinclinal de Barahona

Este



Perfil, escala horizontal 1:50.000, escala vertical 1: 10.000.

Sustrato, escala horizontal y vertical 1:50.000

Fig. 85. Sinclinal de Barahona. Perfil morfoestructural. Elaboración propia. Fuente IGME.

- Un tipo de estructura muy diferente presentan los “**sinclinales apretados**” de Valdecubo en la Paramera de Barahona y Fuentemañas en la Paramera de Baidés. Se pueden considerar como sinclinales profundos, ante todo por el importante descenso en las charnelas, que supera los 200 m., con buzamientos fuertes, (50º y 60º). Se acompañan también de cierres periclinales bruscos.

En ambos casos los sinclinales se asocian a materiales margosos y se sitúan al sur de una falla de dirección guadarrámica de zócalo- tegumento. Se podría plantear como hipótesis que los materiales débiles hayan facilitado el **pinzamiento** del sinclinal al abrigo de la falla.

A pesar de su estructura sinclinal, la masividad de los elementos integrantes, situados ante todo en la periferia, implican la existencia de morfologías pesadas y aplanadas, sólo levemente hendidas en su sector central. (fig 86)

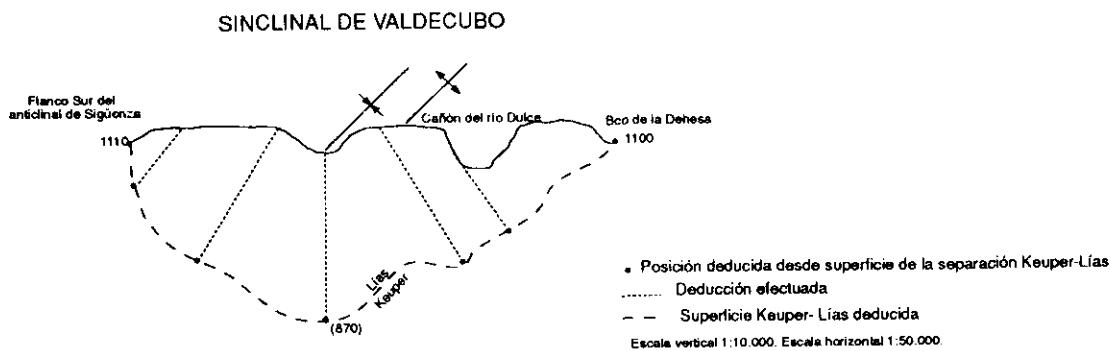


Fig. 86

2.6.6.2. Las mesas subestructurales de la Paramera de Medinaceli.

Una nueva unidad morfotectónica, que coincide exactamente con la Paramera de Medinaceli, se desarrolla, como la anterior, a nivel de **cobertera**, pero, a diferencia de ella, los **relieves** no son masivos, sino **recortados** en una alargada serie de espolones planos entre corredores intermedios profundos y relativamente anchos.

Estas formas traducen directamente la **diferencia de resistencia** entre la capa superior, Lías dolomítica y la inferior, formada por las margas del Keuper. (fig 87 y 88).

Como ocurría en el sector central de la Paramera, las formaciones liásicas, más modernas, han sido asociadas a sinclinales colgados, mientras que los materiales más antiguos, fundamentalmente del Keuper, a valles anticlinales decapitados. De esta forma aparecen señaladas en repetidas ocasiones charnelas en el centro del manchón aflorante correspondiente. Esta interpretación apunta a un esquema simple, que presupone la herencia directa de una superficie niveladora previa.

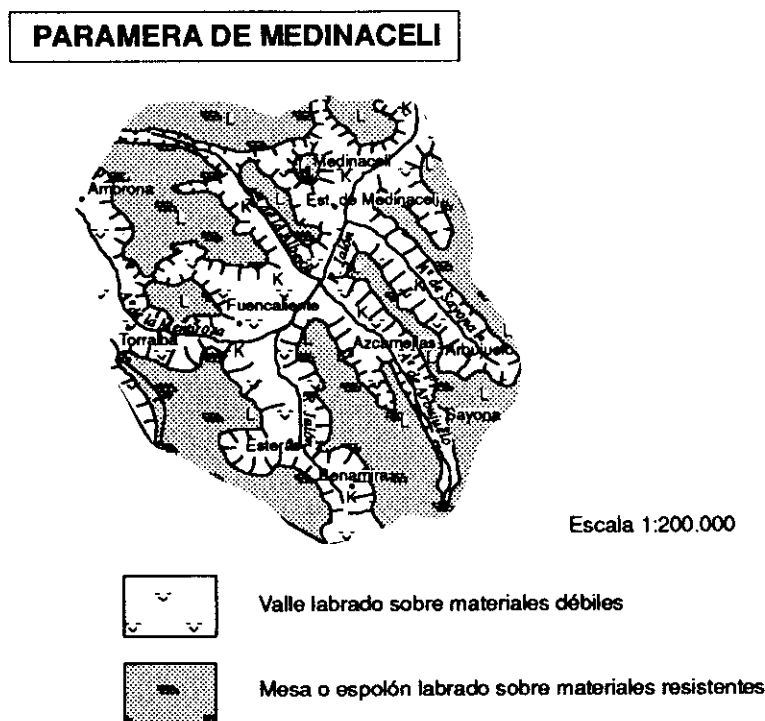
La situación se presenta sin embargo diversa.

Este pretendido **carácter Inverso del relieve** parece observarse efectivamente en valles como los de Arroyo del Monte o en el mismo valle del Alto Jalón entre Esteras y Fuencaliente, que corresponden a charnelas anticlinales. Esta dependencia litológica implica una ordenación inversa de resistencias, donde los materiales débiles del Keuper se sitúan bajo los resistentes del Lías. Parece lógico que en un proceso de incisión las zonas donde antes se alcancen los niveles débiles sean los anticlinales, que por ello tenderán a albergar valles.

Sin embargo esta situación no se puede generalizar, pues en otras áreas el **valle se relaciona con sinclinales** y no con anticlinales, según se deduce del descenso de la superficie de estratificación Keuper- Lías hacia el centro de los valles del Alto Jalón (tramo Benamira - Esteras) y en el sector de Ambrona- Torralba.

En la génesis de esta situación parece necesario tener en cuenta la **herencia** de situaciones primitivas de ordenaciones litológicas directas, de materiales débiles supra-liásicos sobre los resistentes del Lías. Esta situación ha podido desembocar por autosobreimposición en que determinados valles correspondan actualmente a sinclinales. Además la existencia de niveles impermeables intermedios en la serie estratigráfica calcárea, implica que las charnelas sinclinales se ven favorecidas en la concentración de las aguas, tanto subterráneas, como subaéreas.

En cualquier caso la aparición de los valles se asocia ante todo a un factor litológico y la tectónica queda supeditada a él.



Esquema morfoestructural de la Paramera de Medinaceli.

Fig. 87

La forma tectónica que corresponde a los espolones aplanados o mesas liásicas es más difícil de determinar a escala cartográfica, debido al carácter rectilíneo de la topografía sin apenas entrantes ni salientes que indiquen la tendencia ascendente o descendente de las superficies de estratificación

Sin embargo, en el **espólón** situado entre el Alto Jalón y el Aº de Sayona, sendos arroyos de ambas vertientes muestran un ascenso de la superficie de estratificación hacia el interior del espólón, conformando un posible **anticlinal**.

El Cerro de La Matilla se ha indicado como eje sinclinal en la cartografía geológica, Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Maranchón), 1981, al quedar los materiales más recientes rodeados por otros más antiguos. Sin embargo las deducciones efectuadas tomando en cuenta la potencia del estrato y el supuesto mínimo de que el techo de éste se encuentre justo por encima del relieve implican que la cota del centro del espólón resulte la misma que la de las vertientes, por lo que no se configura **ningún sinclinal significativo**.

En definitiva, del análisis tanto de valles como de espolones se puede concluir que estamos en presencia de un área donde el efecto de la dualidad anticlinal-sinclinal parece estar supeditada a la erosión diferencial entre los niveles superior resistente del Lías e inferior débil del Keuper.

Esto no quiere decir que la disección del relieve sea totalmente independiente de la tectónica - no es un relieve tabular - sino que está controlada de forma diversa. La disposición ibérica de los valles y espolones está determinada tectónicamente, pero no hay correspondencia absoluta entre depresiones y anticlinales.

Para caracterizar esta unidad morfotectónica es asimismo fundamental considerar el **importante basculamiento hacia el NW**, que se manifiesta en el as-

censo de la superficie de estratificación Keuper-Lías, desde el NW al SE. Este basculamiento se estructura en dos tramos, uno primero corto, que se extiende desde el extremo NW hasta las inmediaciones de la transversal del Jalón, tramo Fuencaliente- Salinas, donde una falla transversal marca un súbito descenso. Se inicia entonces el tramo más largo, que se eleva desde los 1120 m. en las inmediaciones del Jalón hasta los 1200 m. del sector SE. El incremento de cota es gradual aunque a veces está acelerado por fallas transversales de pequeño salto (en torno a los 20 m. máximo).

Las repercusiones morfológicas de esta disposición son notables:

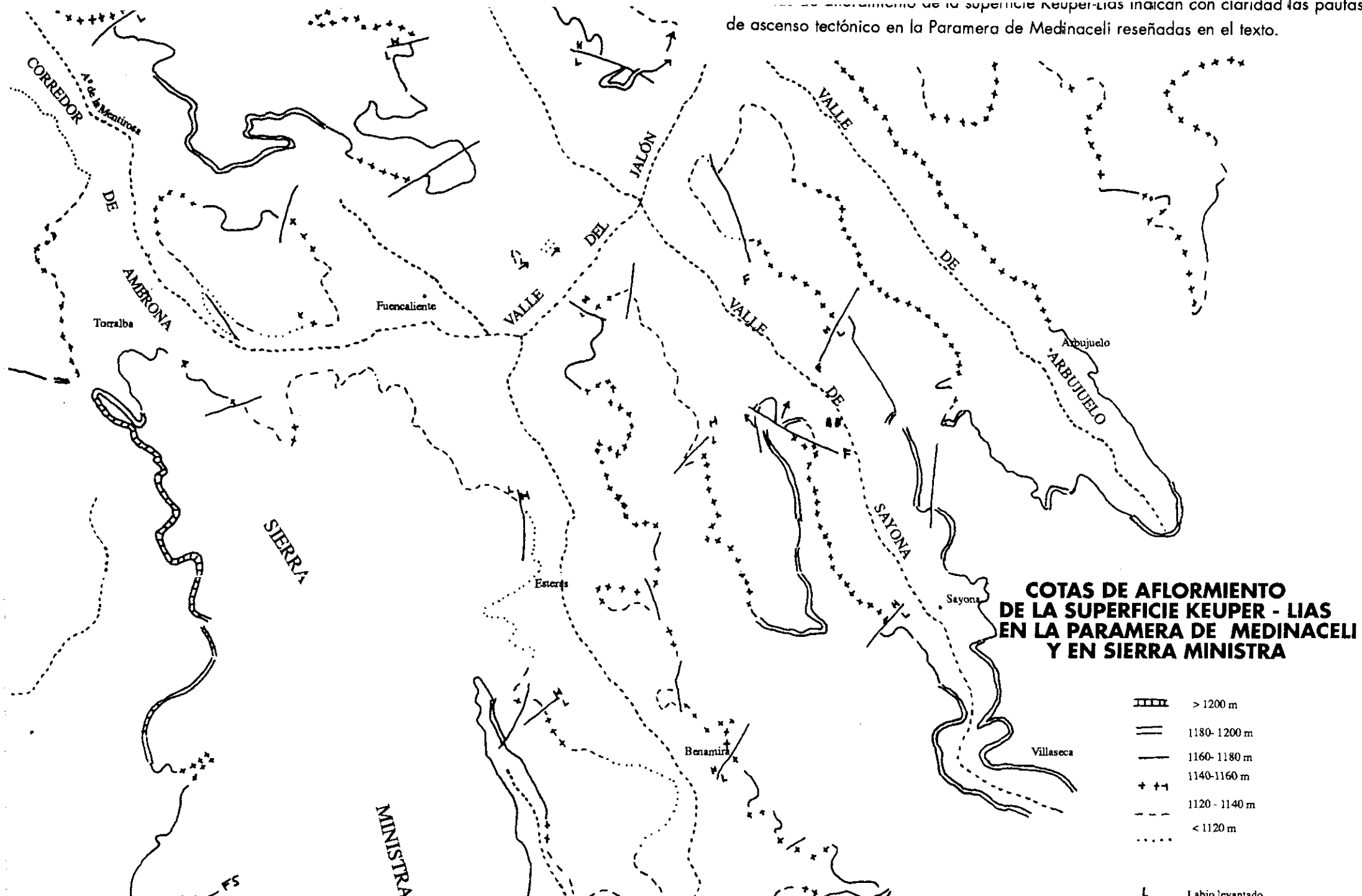
- **al Norte** del Jalón, el sentido de los **cursos fluviales es anaclinal**, los estratos se elevan conforme el río profundiza: la rápida desaparición del Keuper aguas arriba supone un obstáculo para el progreso de la incisión fluvial hacia la cabecera, por lo que los valles se hacen cortos y de entrada ancha, mientras que los espolones se elevan cada vez más hacia el valle transversal del Jalón.

- **en el Centro**, el **valle transversal** del Jalón, tramo Fuencaliente-Salinas, **hereda esta desnivelación**. La diferencia en la resistencia de los materiales a uno y otro lado de la falla parece guiar la orientación transversa de la escorrentía.

- **al Sur**, la progresiva incisión fluvial sobre el Keuper es fácil una vez iniciada: de ahí las **morfologías alargadas**. Además como la pendiente del fondo del valle se inclina en la misma dirección que la superficie Keuper-Lías, los espolones se mantienen a cota similar respecto a los valles.

En definitiva, la elevación hacia el SE favorece el desarrollo longitudinal de espolones y de valles al Sur del Jalón y a la vez de valles anchos y cortos hacia el NW; a su vez, la falla transversal intermedia pudo condicionar el trazado oblicuo del Jalón en el tramo Fuencaliente- Benamira.

de ascenso tectónico en la Paramera de Medinaceli reseñadas en el texto.



2.6.7. Relieves tabulares.

Como tercer estilo tectónico en la Paramera de Sigüenza, además del sajónico y el ibérico, se encuentra el que corresponde a las estructuras horizontales, comunes a las series miocénicas tanto de la Cuenca del Duero- Almazán como de la del Tajo.

Pero aún en esta estructura sencilla se advierte una diferenciación espacial entre los relieves tabulares modélicos de las sierras planas del NE, los relieves de hombreras aplanadas que sólo son tabulares en un sector (relieves hemitabulares, situados al NW) y los relieves en los que los caracteres estructurales aparecen desdibujados por la falta de un nivel estratigráfico definido, a los que nos hemos referido como “epiestructurales” (ya de la Cuenca del Tajo)

2.6.7.1. Las sierras “planas” de Bordecorex, Hontalbilla y La Mata.

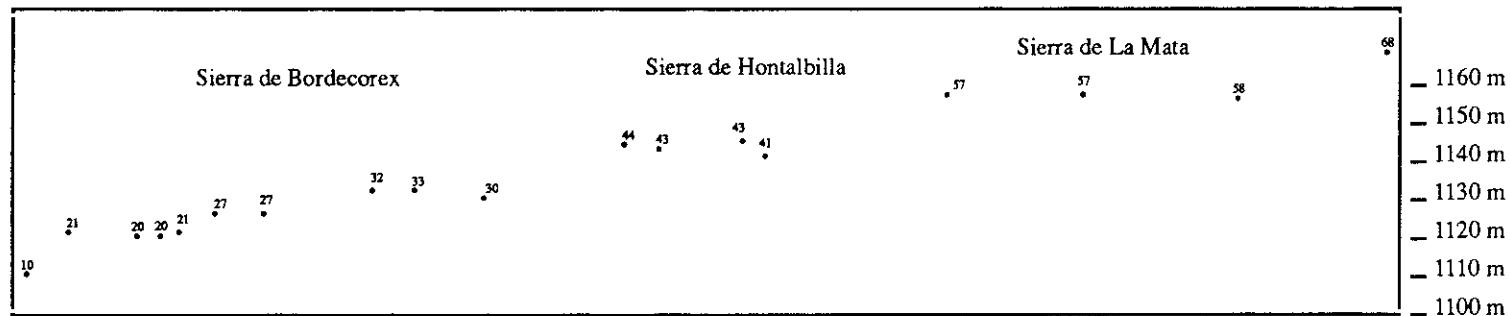
La Sierra de Bordecorex, la de Hontalbilla y la larga Sierra de La Mata, que se definen morfológicamente por su planitud de culminación, corresponden en definitiva a un **relieve tabular**, resultado de una secuencia estratigráfica horizontal, la erosión diferencial, que está propiciada por la propia Caliza de los Páramos y la ausencia de una deformación suficientemente significativa.

Esta opinión no es compartida por Schwenzner, 1930 y Gladfelter, 1971, que en lugar de relieve estructural, la consideran una superficie de erosión (aspecto que será tratado en el capítulo de Morfodinámica).

La horizontalidad no es absoluta, aunque los desniveles son mínimos (40 m. en total). Los datos tomados para la serie terminal a lo largo del eje de las sierras indican una **deformación ínfima** respecto a la horizontal, con pendientes generales

de sólo un 0,2 %. (fig 89).

Incluso se podría considerar que la propia inclinación estratigráfica original de la cuenca de deposición bastaría para explicar esta situación. Sin embargo, el análisis en detalle nos muestra una distribución, que no es gradual, sino escalonada, que, por la ordenación de las cotas en peldaños nítidos, apunta a una desnivelación tectónica postsedimentaria (ya que no se advierte ningún resalte litológico significativo, que dibujaría en cualquier caso una configuración más irregular). Estas pequeñas desnivelaciones no impiden que, de todas formas, podamos calificar estas sierras, como bellos y puros ejemplos de relieves estructurales tabulares.



SIERRAS PLANAS DEL NORTE: PUNTOS CULMINANTES

Cotas proyectadas perpendicularmente sobre perfil longitudinal

Escala horizontal 1/250.000

Escala vertical 1/2000 (más de 100 veces superior)

Fig. 89

A pesar de la isoaltitud general de las sierras planas del Norte, analizadas con gran detalle, se pueden determinar desniveles significativos entre las diferentes sierras. Para mostrar este fenómeno se han indicado las cotas en metros en el intervalo 1100-1200 m.

2.6.7.2. Los frentes tabulares de la Rampa de Caracena y de la Paramera de Barahona.

Al Norte de la Rampa de Caracena, y de la Paramera de Barahona se individualizan unas morfoestructuras previas a la Vega del Duero y al valle del Torote respectivamente. Se trata de **hombreras aplanadas** modeladas sobre restos de series subhorizontales neógenas, que por una parte se encuentran adosadas imperceptiblemente en discordancia a las estructuras suavemente plegadas del mesozoico y que sin embargo en el otro extremo presentan un corte marcado, de tipo tabular nítido. (fig. 90).

A este tipo de disposición podemos referirnos con el término claramente expresivo de estructuras hemitabulares.

La horizontalidad de las estratos es muy notable, apreciándose sólo "el ligerísimo buzamiento al Norte de las calizas pontienses", (Castells y de la Concha, 1959).

FRENTES TABULARES

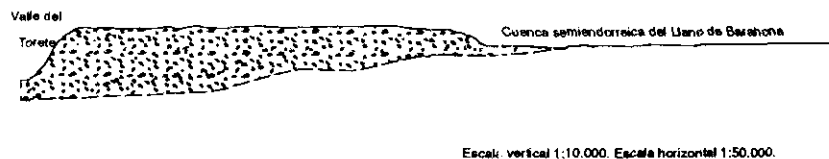


Fig. 90

2.6.7.3. Las mesas epiestructurales de Cutamilla.

En la la Paramera de Baides, en torno al Henares, se desarrolla un tipo de morfología estructural, en donde la disposición estratigráfica subhorizontal sólo se hace patente en el relieve de forma secundaria. La disección, labrada sobre un conjunto de materiales donde las diferencias de resistencias se suceden a un ritmo muy rápido, no es capaz de crear estructuras tabulares típicas con tramos bien diferenciados (fig. 91).

Se forman así valles que semejan a los labrados sobre materiales homogéneos, con la salvedad de que las vertientes, en lugar de adaptarse a una forma geométrica continua, presentan varios niveles de **escalonamiento estructural**, que no constituyen más que **accidentes** en el conjunto.

A su vez, falto de un nivel suficientemente resistente, la **culminación presenta márgenes poco definidos**, con amplios tramos de adaptación marginal (a veces un par de Km.) que puede reducir a una estrecha cresta la superficie culminante auténticamente horizontal. Resulta significativo que los mismos estratos que forman escalones en la vertiente, integren en otros sectores descensos continuos y suaves en culminación.

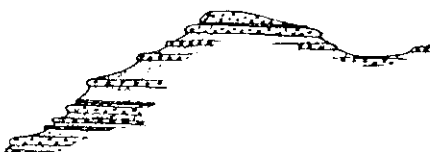


Fig. 91

Esquema ideal de relieve epiestructural (tomado de un dibujo de Sánchez de la Torre, L., 1963)

3. MORFOLITOLOGÍA.

Como **unidad de análisis del condicionamiento de la litología en el relieve** adoptamos el **ámbito morfolitológico**, concepto que se justifica, define y precisa a continuación.

En el terreno encontramos repetidas una y otra vez **formas de relieve** que se asocian a una **misma litología** o a determinadas agrupaciones litológicas. De ahí surge la necesidad de recoger, medir, describir, jerarquizar y tipificar tal conjunto de manifestaciones morfológicas.

Si bien es cierto que el factor litológico constituye un componente más en la explicación del relieve, en ocasiones resulta dominante y por lo general la interposición de otros factores, como la tectónica o los agentes morfodinámicos, no impide reconocer las respuestas específicas de cada litología.

Se llega así al concepto de **ámbito morfolitológico**, que **implica a la vez una litología definida y la misma variedad de soluciones morfológicas**.

Dos indicaciones precisan el concepto. Una de ellas es la referencia cronológica, que resulta muy conveniente por el gran poder de evocación que posee, con connotaciones que de otra forma se perderían: así, por ejemplo, el término "margas del Keuper" expresa, para quien las conozca, una coloración, una disposición de materiales, un comportamiento ante la tectónica, una posición en la escala estratigráfica, una morfología muy peculiar...En definitiva, conviene que las unidades litológicas sean también litocronológicas.

La otra precisión es la de la escala a la que el componente litológico afecta al relieve. Esta influencia suele ser mayor a un nivel intermedio donde se producen for-

mas de relieve completas: valles, vertientes, culminaciones... Para unidades mayores, las implicaciones litológicas están mediatizadas en gran parte por su disposición, esto es por la tectónica. A escala de microformas, las diferencias litológicas se combinan con distintos procesos morfogenéticos para producir un paisaje de detalle variado, dentro ya de cada ámbito morfolitológico.

Según el número de unidades litológicas que intervienen y la forma de producirse el contacto se pueden diferenciar :

- **ámbitos morfolitológicos simples**, de una sola unidad litológica, suficientemente grande para configurar unidades de relieve y vertientes completas y definidas;

- **ámbitos morfolitológicos de contacto**, definidos por un tipo especial de morfología resultado de la yuxtaposición de dos unidades litológicas, que es muchas veces radicalmente diferente al observado en el interior de cada una de ellas;

- **ámbitos morfolitológicos complejos**, integrados por **más de dos unidades** litocronológicas, cuya sucesión de potencias relativamente reducida define y condiciona las formas de relieve.

La forma de producirse el contacto es también importante por la diversidad de morfologías resultantes. Así se pueden distinguir **contactos lineales**, desarrollados a lo largo de grandes extensiones, y situaciones de **isleos**, en que una unidad litocronológica es rodeada por otra diferente, que pueden ser más o menos redondeados o alargados, a veces discontinuos pero alineados, lo cual obedece con frecuencia a un condicionamiento estructural.

En el análisis de todos estos ámbitos morfolitológicos se tratan dos **bloques temáticos** fundamentales:

- **Características del roquedo** que influyen sobre el relieve y ayudan a definirlo: por ejemplo estratigráficas (potencia, forma de estratificación), petrológicas (dureza, masividad, permeabilidad...), microtectónicas (diaclasado, buzamientos), cromáticas...

Por el contrario se prescinde de otras cuestiones de carácter paleogenético, paleontológico, mineralógico y geoquímico, que sólo se consideran cuando influyen en la caracterización del relieve actual.

- La **trascendencia morfológica de la litología**, cuyo estudio difiere según los tres niveles espaciales mencionados anteriormente:

- mesomorfológico: análisis de la variedad de las formas de relieve que sirve para definir los diferentes ámbitos morfolitológicos;

- superior: establecimiento de las relaciones con las grandes unidades de relieve, ya definidas de forma independiente;

- inferior: estudio de las microformas.

3.1. LOS ÁMBITOS MORFOLITOLÓGICOS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

A pesar de la cantidad de estratos que intervienen, el **número de unidades morfolitológicas** que cabe distinguir en la Paramera de Sigüenza es **relativamente reducido**. Esto es debido a la concordancia entre muchas unidades estratigráficas, que no supone así excesivas combinaciones, y a una tectónica en general poco intensa, que permite la formación de un cierto número de unidades de gran tamaño. En cualquier caso se diferencian: (fig. 92)

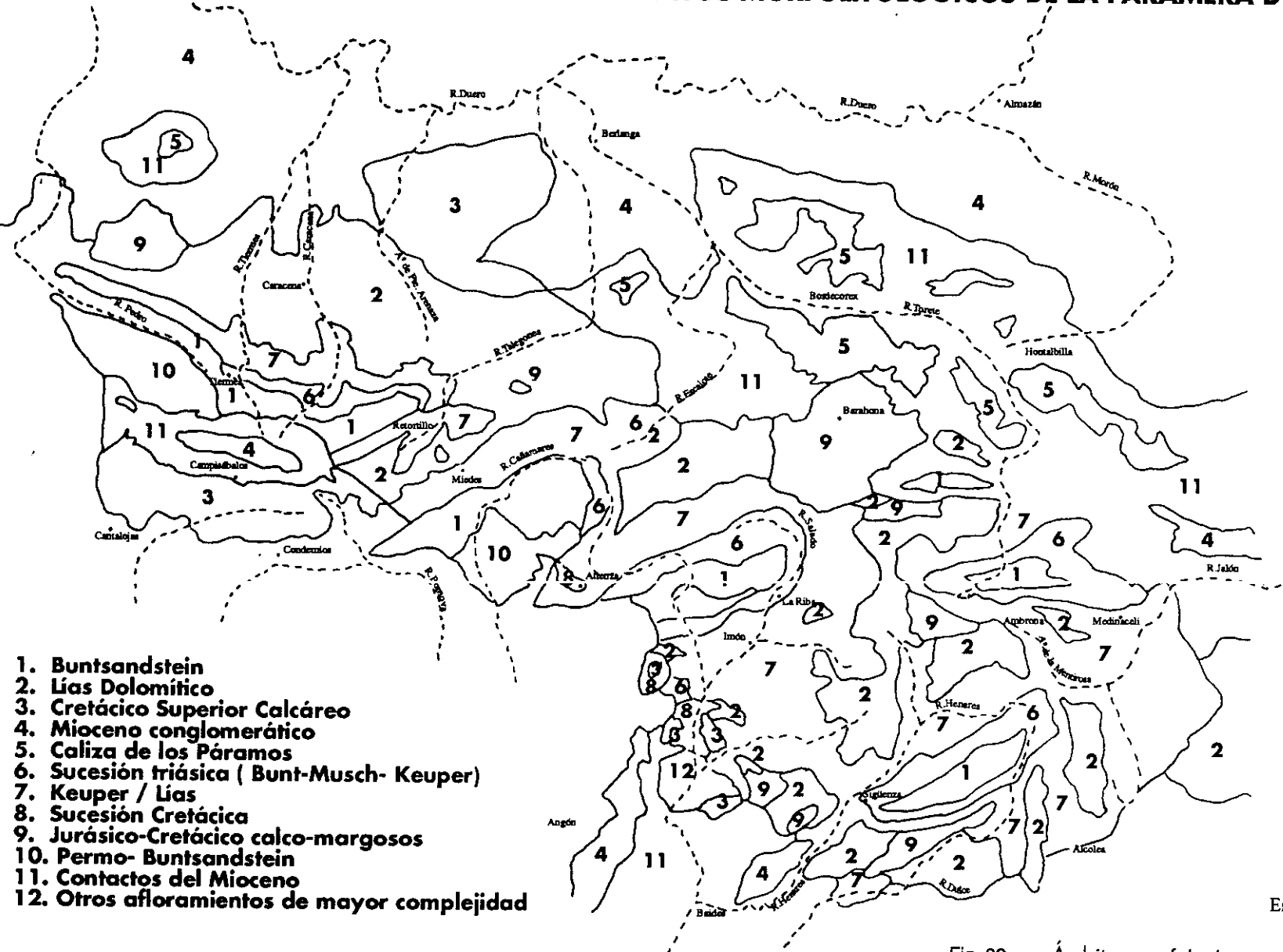
Ámbitos morfolitológicos simples:

1. Buntsandstein.
2. Lías Dolomítico.
3. Cretácico Superior Calcáreo.
4. Mioceno Conglomerático.
5. Calizas de los Páramos.

Ámbitos morfolitológicos de contacto y complejos:

6. Conjunto del Triásico.
7. Triásico- Lías.
8. Conjunto Cretácico Superior.
9. Jurásico- Cretácico.
10. Permico- Buntsandstein.
11. Terciario discordante.

ÁMBITOS MORFOLITOLÓGICOS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA



Escala 1:400.000

Fig. 92 Ámbitos morfolitológicos de la Paramera de Sigüenza.

3.1. ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL BUNTSANDSTEIN.

3.2.1. Definición de la unidad litológica.

De todos los **afloramientos** del Buntsandstein, **sólo** aquellos **suficientemente grandes** para crear por sí mismos vertientes completas caracterizan el ámbito morfolitológico del Buntsandstein.

Tal situación se produce únicamente en el **sector central y oriental de la Paramera**, donde el Buntsandstein se presenta como elemento resistente, mientras que en el occidental la pérdida de potencia, acompañada de un debilitamiento de roquedo, hace que se integre como un elemento más dentro de otros ámbitos morfolitológicos complejos.

La propia tradición geológica ha extendido la utilización de los **términos litoestratigráficos** de Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper para designar las facies germánicas de plataforma de borde, incluso con más frecuencia que las correspondientes divisiones cronoestratigráficas, lo cual proporciona una referencia extraordinariamente útil desde el punto de vista morfolitológico.

Como su nombre indica, la litología dominante es la de **areniscas**, que alternan localmente **con conglomerados y lutitas**, constituyendo respectivamente los elementos resistente y blando de la serie, con lo que se crea un movido y muy característico juego de formas.

En cuanto a las **subdivisiones** del propio Buntsandstein, ya Castel, 1881, había señalado el predominio de los conglomerados en la base de la formación, pero la compartimentación fundamental arranca de Schröder, 1930, con la diferenciación de un tramo inferior de "conglomerados y areniscas con cantos" y otro superior de

“areniscas y arcillas”.

Sin embargo, al variar las tres litologías, areniscas, conglomerados y lutitas de forma irregular y múltiple, sucediéndose en infinidad de estratos en toda la serie, conviene considerar como unidad morfolitológica todo el conjunto del Buntsandstein.

Aún mucho menos adecuado desde un punto de vista morfológico resulta la estructuración posterior en cuatro facies, designadas como A, B, C, y D, por Gabaldón, V., et al. 1982, realizada siguiendo, ante todo, un criterio paleogenético.

3.2.2. Características macrolitológicas. (fig. 93)

El Buntsandstein queda definido por la **alternancia de tres litologías** fundamentales: areniscas, conglomerados, y lutitas.

- Las **areniscas** constituyen la litología dominante “casi exclusiva”, Palacios 1879. En el terreno destacan las **continuas variaciones litológicas** de los bancos, a veces pequeñas, otras marcadas, que se producen no sólo en la sucesión estratigráfica, sino también lateralmente o, lo que resulta más llamativo, en oblicuo, por la disposición de las estructuras internas. “Lo más característico es la estratificación cruzada con variedad de estructuras, desde set de materiales que se ordenan en la misma dirección del estrato, a disposiciones de materiales en sentido inverso. La **estratificación cruzada** se produce a todos los niveles, grandes y pequeños”, Gabaldón, V., et al., 1982.

Las superficies de estratificación están frecuentemente onduladas y se traducen morfológicamente en la vertiente por pequeñas incisiones poco profundas, pero muy marcadas, que siguen los movimientos de las estructuras internas. En conjunto resultan así vertientes de extraordinario movimiento, con multitud de lineacio-

nes paralelas, convergentes o cruzadas.

- Los **conglomerados** constituyen el elemento resistente del Buntsandstein, ante todo por la masividad de las capas de espesor métrico, que sobresalen en la vertiente como resaltes con contornos panzudos, cuando no están cortados a bisel, reflejando la caída reciente de un bloque. La matriz de los conglomerados apenas difiere de las areniscas, por lo que el papel morfolítico de los conglomerados es, en definitiva, el de unas areniscas con cantos.

Estos cantos son ante todo cuarcíticos, "con variedad de tamaños y granos, algunos de mm. de espesor", (Castel 1881), pero otros grandes de más de 20 cm. "de todas formas alcanzan la moda entre 20 y 40 mm. de diámetro", (García Palacios, 1977). Observados con detalle se advierten "también de feldespatos y pizarras", (García Palacios, 1977).

Es sorprendente la frecuencia con que **están fragmentados** en la propia roca, antes de que el canto sea evacuado por erosión, presentando a la superficie cortes planos. En cualquier caso, estos cantos de cuarcitas, redondeados y fracturados, constituyen el residuo fundamental de meteorización del Buntsandstein, al que definen de una manera inequívoca, a la vez que proporcionan a los ríos numerosos guijarros, lo cual se refleja en los topónimos de Guijosa, o los Altos de la Guijarrosa.

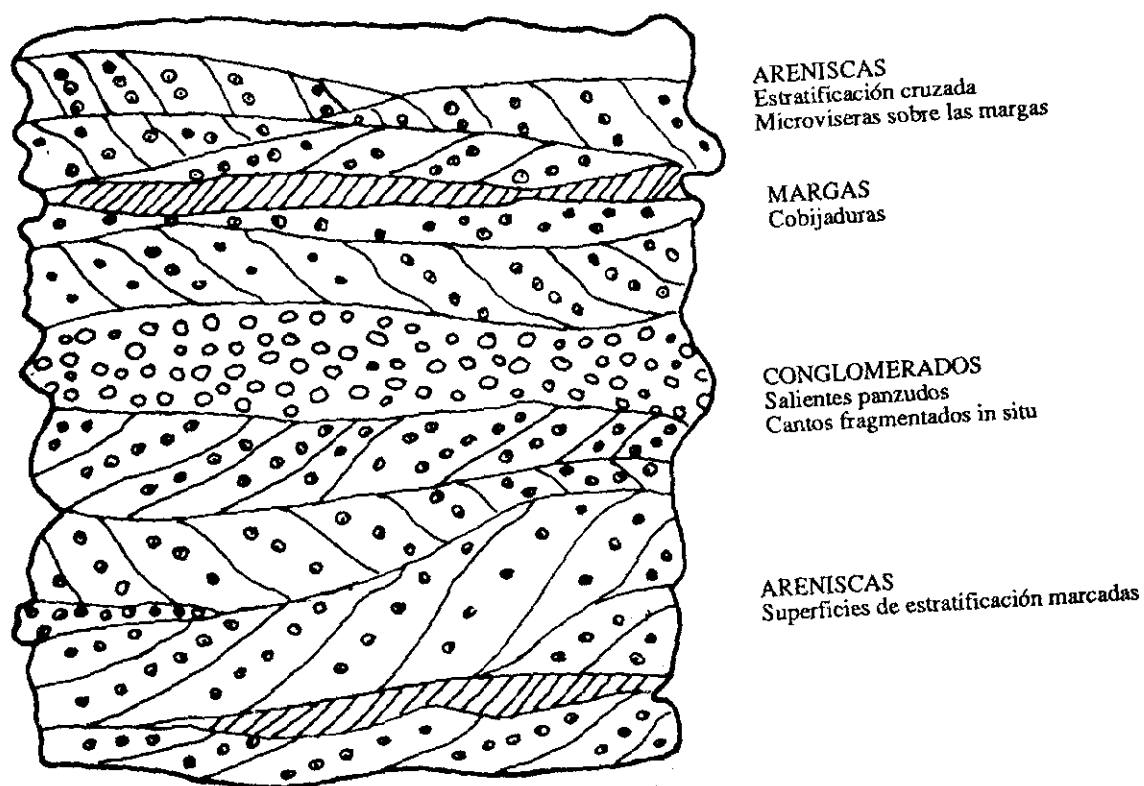
- **las margas y arcillas** constituyen el elemento débil del Buntsandstein, se presentan en capas más finas, "que raramente sobrepasan el metro de espesor" y "nunca los dos metros de potencia", (Adell Argiles, F. et al., Hoja Geológica de Atienza, 1982) y varían lateralmente con rapidez, a veces con pequeños desplazamientos decimétricos, que por sus continuas variaciones parecen producidos más por reajustes diagenéticos que por procesos tectónicos.

La aparición de un nivel margoso supone de cualquier forma un retroceso en la vertiente. Como el espesor suele ser escaso, se producen numerosos relieves

cóncavos de detalle: **microcobladuras** muy características, que penetran algunos centímetros o decímetros en la roca.

El color predominante del Buntsandstein es “**rojizo** y ocráceo”, (Castel 1881), ligado a las condiciones oxidantes de sedimentación. Se han señalado “colores amarillo-rojizos frente a Cantalojas y Ujados y cerca de Sigüenza; negros en el Barranco de La Raposera, junto a Sigüenza, areniscas completamente blancas, como se ven en Ujados y Barbatona”, Castel 1881. Las lutitas se han descrito como “rojo oscuro, manchado de verde en algunos sitios”, (Palacios 1879). En definitiva, se llega a la conclusión variopinta o versicolor, que ya nos señala el término “bunt” con el que se designa a la formación.

El Buntsandstein se considera como “roca **permeable**, con buen drenaje, profundo en los niveles de arenisca, que en conjunto no parecen ofrecer riesgo de encharcamiento. Las arcillas son impermeables y dan lugar a manantiales”, (MOP, 1975).



BUNTSANDSTEIN. Características macrolitológicas

Fig. 93

Buntsandstein. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

3.2.3. Formas de relieve.

La organización en capas de muy pequeño espesor condiciona notablemente las formas de relieve desarrolladas sobre el Buntsandstein: la rapidez con que se suceden los términos de resistencia baja, media y alta, supone la imposibilidad generalizada de crear grandes conjuntos de relieve, que, por el contrario, se resuelven en una **marcada Irregularidad de detalle**. Esta erosión diferencial, tan concreta y pormenorizada, genera sobre series inclinadas, un mundo de cuestas, de peldaños y rellanos, o llegado el caso, de largos crestones.

Sólo existen morfologías continuas y prolongadas cuando el buzamiento es casi nulo y resulta homogeneidad de afloramiento: entonces se establece un proceso selectivo de erosión en conglomerados y areniscas con cantos, que evacuando la matriz, va formando un empedrado residual de cantos de cuarcitas que acaba por tapizar la superficie.

Así, a nivel de macroformas se pueden diferenciar dos grandes conjuntos: las morfologías monoclinales, o de cuestas en sentido amplio, donde se manifiesta la anisotropía litológica y las morfologías homogéneas y aplanadas.

3.2.1. Macroformas en "cuesta".

La disposición hidrográfica cataclinal genera un esquema morfológico particular sobre los materiales del Buntsandstein, en donde intervienen dos líneas fundamentales de incisión: una, la propia de los cursos fluviales, en el sentido del buzamiento y otra, resultado de la erosión diferencial, que se manifiesta perpendicularmente en la dirección de los estratos.

Cuando **predomina** la dirección **cataclinal**, el resultado es un conjunto de

mogotes individualizados, limitados lateralmente por **gargantas embudiformes** cortas por la poca potencia de las series resistentes y que, como es natural, se van rebajando a medida que se angostan aguas abajo. La debilidad relativa de los afluentes ortoclinales explica que el frente de cuesta esté incurvado en planta y que significativamente no presente excesiva pendiente.

En una sucesión de cuestas lo característico es la **falta de alineación de los embudos cataclinales**; los ríos principales se presentan quebrados, atravesando oblicuamente la depresión ortoclinal, con lo cual se acentúa al carácter apuntado de los mogotes. Las cuestas se presentan compartimentadas en posición y proporción variada; la concentración de cursos aguas abajo se compensa con la aparición de nuevas brechas cataclinales (fig.94).

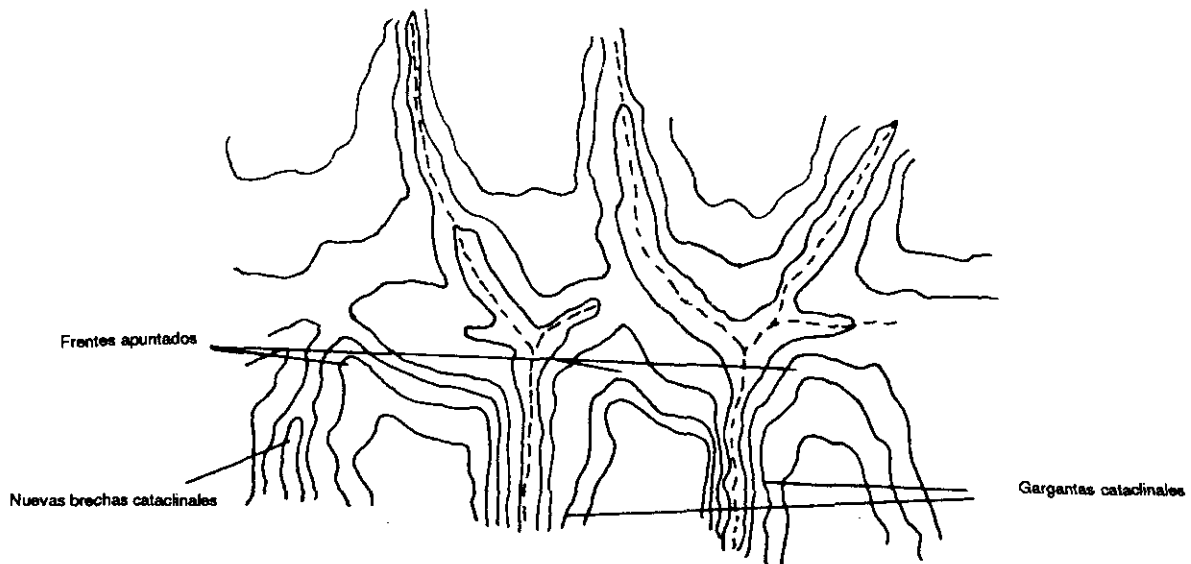


Fig. 94

Buntsandstein. Morfoestructura resultante de una red hidrográfica cataclinal con escaso desarrollo ortoclinal.

Por el contrario, cuando predomina la **dirección ortoclinal** se producen los **mayores desniveles**, sumándose los efectos de la erosión diferencial y de incisión fluvial principal:

- el frente, con mayor pendiente, se estructura en sucesivos escarpes y rellanos que se doblan y reagrupan lateralmente (fot. 13);
- las culminaciones alargadas de las comisas conservan la isoaltitud, separadas por collados poco rebajados;
- el dorso de las cuestas se desarrolla notablemente, sólo interrumpido transversalmente por resaltes litológicos y longitudinalmente, por pequeños y numerosos cursos que lo recorren de arriba a abajo. (fig. 95)

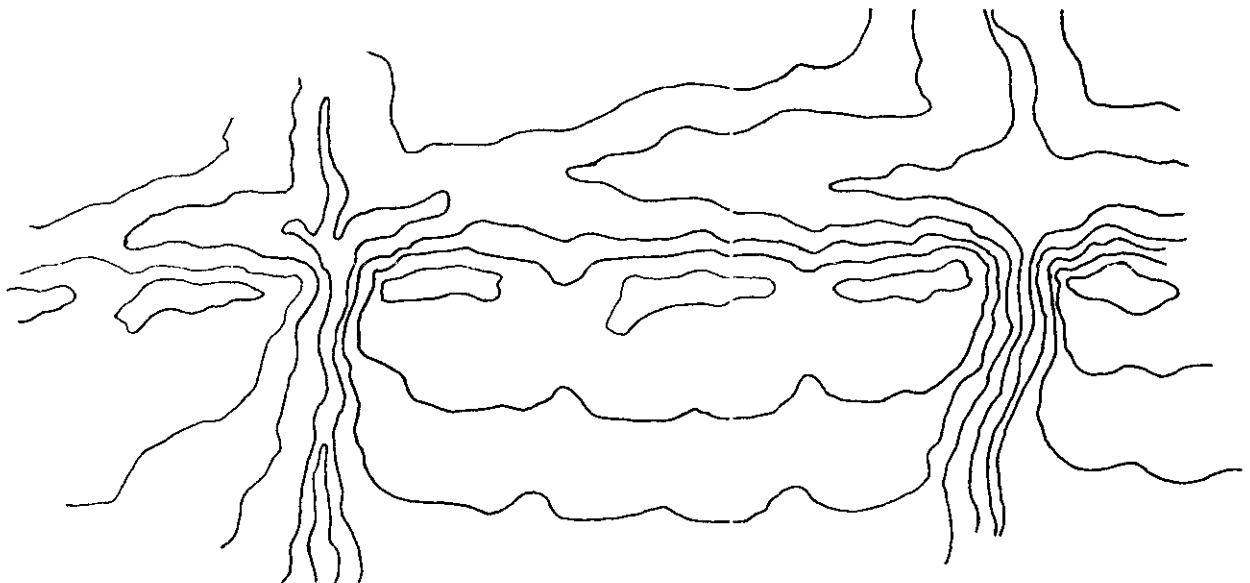


Fig. 95

Buntsandstein. Formas típicas de cuestas sobre sectores heterogéneos. Desarrollo moderado de los cursos ortoclinales.

3.2.3.2. Macroformas aplanadas.

La disposición tectónica subhorizontal constituye uno de los pocos casos en el Buntsandstein en que la misma litología puede ocupar una superficie de afloramiento relativamente amplia sin que se marquen diferencias estructurales de detalle. En estas condiciones, el proceso fundamental corresponde a la progresiva **concentración de cantos cuarcíticos residuales**, que quedan como resultado de la evacuación de la matriz areniscosa, formándose así una capa protectora resistente que estabiliza horizontalmente la vertiente.

El resultado morfológico es una superficie de **extraordinaria planitud**, que se ondula en pandos collados, entre no menos pandas culminaciones. (fig. 96)

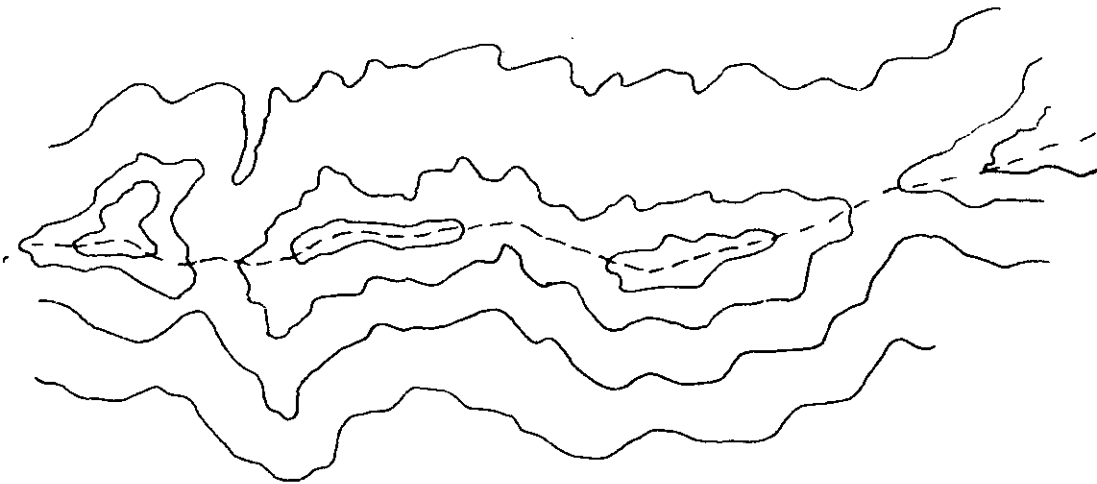


Fig. 96 Buntsandstein. Morfologías tipo sobre litologías homogéneas.

Esta evolución tan original sólo se rompe por la incisión lineal regresiva desde las áreas limítrofes, dando paso a un relieve subtabular, en donde la concen-

tración de cantos juega el papel de elemento somital resistente. Los cantos, a su vez, son arrastrados por arroyos y ríos, formando la mayor parte de los materiales aluviales de las terrazas.

Estas aglomeraciones de cantos, tanto residuales como aluviales, han sido objeto de una fácil explotación extractiva como áridos, lo que ha supuesto el desmantelamiento literal de la superficie, quedando como único testimonio del primitivo nivel las raíces superiores de los pinos, elevadas hasta medio metro sobre la base rebajada del suelo (fot. 34).

3.2.3.3. Mesoformas.

A nivel de mesoformas, la morfología del Buntsandstein resulta extraordinariamente rica. Se pueden observar:

Relieves fungiformes: son rocas con pedestal arenisco preservado por capas conglomeráticas más resistentes, (Gladfelter, 1971); alcanzan los 20 m. de altura. La amplitud de vuelo es, sin embargo, escasa, inferior a la de las litologías calcáreas y siempre se encuentran junto a masas continuas, lo que hace suponer que estas formas no son muy duraderas. Al marcarse las superficies de estratificación como líneas de incisión, semejan en cierta forma un apilamiento de sillares. Se localizan ante todo en el Barranco de Sigüenza y al Oeste de Miño de Medinaceli. (fig. 97)

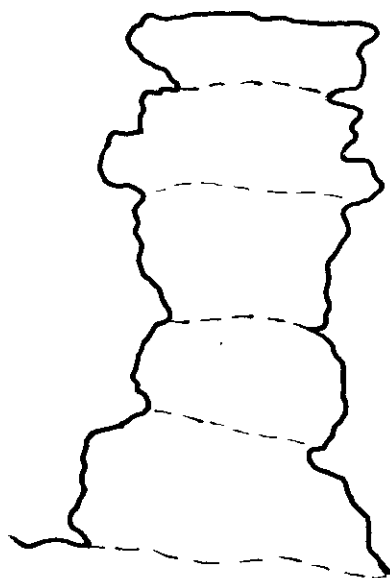


Fig. 97

Relieve fungiforme tipo.

Morfologías de escalonamiento continuo: son rellanos y peldaños que se suceden una y otra vez a lo largo de la vertiente. Significativamente se doblan y reagrupan lateralmente, haciendo variar constantemente la altura de los resaltes y la anchura de los escalones.

En general, cuando existe un curso principal al pie de la vertiente, caso de los frentes ortoclinales o de las brechas cataclinales, los **peldaños se agrupan en las zonas alternantes de salientes y de barrancas**, espaciándose en los tramos intermedios (fig 98). El motivo es opuesto: en las trancas se produce un fuerte contraste entre la estabilidad de las vertientes y el curso más activo que corre al pie; en las barrancas es la erosión regresiva del torrente la que mantiene una vertiente empinada. En los dos casos el perfil cuenta con un tramo de pendiente acusada

La alternancia de peldaños y rellanos se traduce generalmente por una sucesión en superficie de roca desnuda entre segmentos con material meteorizado, que quedan a la cabecera del rellano.

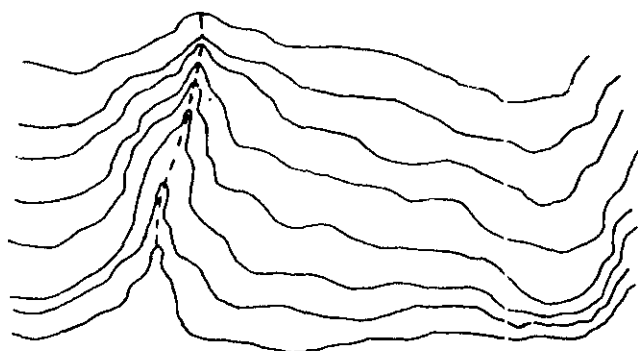


Fig. 98

Buntsandstein. Localización de las áreas de máxima pendiente en una vertiente tipo.

Las mesoformas estructurales se producen una y otra vez a nivel reducido: son “**cuestas en miniatura**”, (Gladfelter, 1971) y más significativamente **crestones** de mayor buzamiento, pero de poca altitud, que constituyen intumescencias adheridas al perfil general de la vertiente de una forma tosca, compartimentada e irregular. (fig. 99)

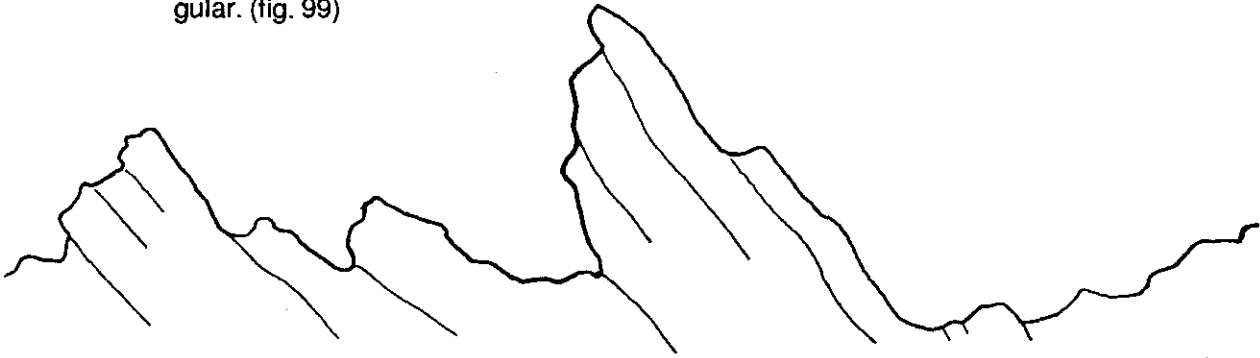
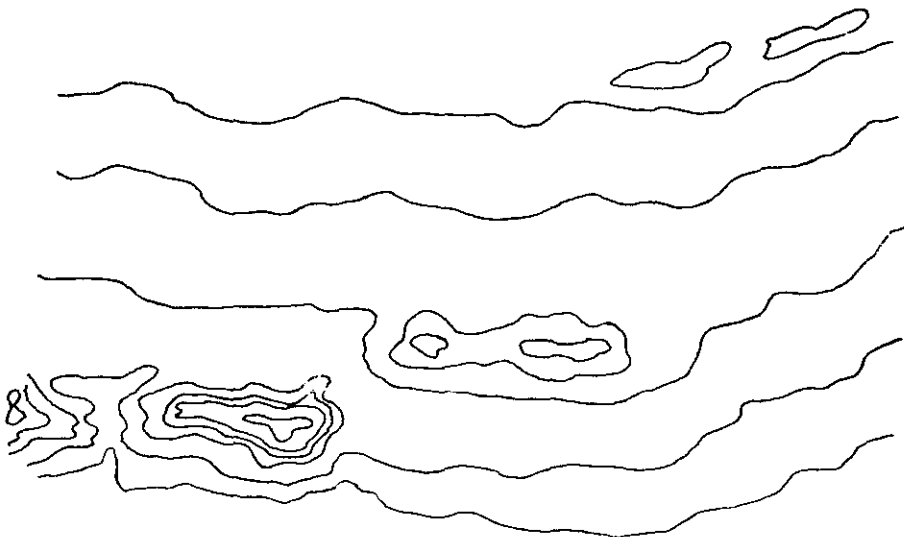


Fig. 99 Buntsandstein. Perfil tipo de crestones con fuerte buzamiento.

La continuidad lateral no suele ser grande: fallas transversales u oblicuas desplazan los crestones unos metros hacia delante o hacia atrás, situándolos en un diferente contexto de vertiente: aquí a veces sobresalen mucho, pero allí se atenúan hasta no resaltar en absoluto (fig.100).



Buntsandstein. Aspecto típico que presentan los desplazamientos de crestones por fallas perpendiculares.

Bancos más deleznales generan anchos **abrigos**, "que así pueden emplearse para el cerramiento de ganados y hasta para la construcción de alguna vivienda, como se muestran imponentes al que pasa junto a ellas, ganoso de estudiar su forma y la composición de sus materiales", (Castel, 1881) ¹.

3.2.3.4. Microformas.

Ya a nivel de detalle, el modelado del Buntsandstein está marcado por una serie de condiciones específicas, que se pueden adoptar como cómodas guías para su análisis.

La **descomposición grano a grano** de las areniscas y conglomerados implica el redondeamiento de quiebras, bordes, cantiles..., con lo que la forma curva de enlace progresivo se hace dominante en el relieve. La morfología adquiere una **configuración** suave -sin dureza angular- o si se quiere "**tosca**", en el símil de la cantería, sólo desbastada, sin llegar al labrado.

Es de singular importancia la **dinámica diferencial** entre la roca meteorizada, ya sea in situ o transportada, en que el agua se mantiene eficazmente retenida durante más tiempo y la roca desnuda en la que el agua desaparece con mayor rapidez por esorrentía o evaporación: así las zonas más meteorizadas resultan las más atacadas, en un proceso de retroacción positiva (fig. 101).

¹ 1881 CASTEL, C. Provincia de Guadalajara. Descripción geológica. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 8: 157-264. pag. 191 (numeración inferior)/101 (superior)

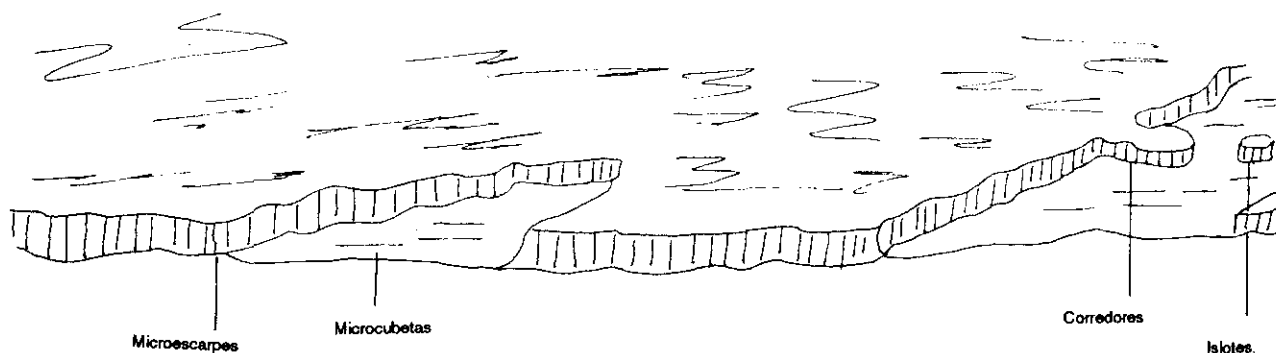


Fig. 101 Microformas típicas sobre de la superficie del Buntsandstein.

La eficacia de esta meteorización diferencial se pone de manifiesto en las formas exhumadas cuando la erosión de vertiente elimina los materiales alterados, apareciendo entonces plataformas escalonadas, enlazadas por un microescarpe irregular que produce isleos, espolones y estrangulamientos en la plataforma superior y microformas en piletas, con fondo plano y bordes pendientes, ensenadas, corredores e islotes erosivos en la inferior, antiguos reductos sin meteorizar entre la roca alterada, que sobresalen ahora un par de decímetros sobre el nivel rebajado de la roca.

Pero la meteorización **también se produce en condiciones subaéreas**, explotando las superficies de estratificación, hasta que se acaba por desprender una laja. Se individualizan dos frentes de ataque importantes: (fig 102)

- el borde inferior, donde se retiene el material alterado, transportado a lo largo de la vertiente
- el borde superior, protegido de los rayos de sol, que preserva también la humedad.



Fig.102

En cualquier caso, en las areniscas del Buritsandstein son frecuentes las **oquedades e incisiones** de diverso tamaño. En las paredes no suelen ser muy profundas (pocos dm o cm), muchas carecen de continuidad lateral y vuelven a reproducirse, alineadas, a poca distancia.

Sobre superficies horizontales, las oquedades suelen presentar formas sub-circulares a veces apuntadas hacia la zona de evacuación.

Las frecuentes disposiciones de resistencia invertida determinan la evolución del relieve por **desprendimiento**, a escala tanto de grandes bloques como de pequeños fragmentos.

Las dos evidencias morfológicas más notorias de estos procesos son las caras planas, frescas, resultado del desprendimiento, que contrastan con las formas redondeadas del entorno y los grandes bloques inclinados en sentido de la pendiente, donde todavía es posible reconstruir el emplazamiento original.

En la superficie general de la roca se individualizan en cualquier posición, horizontal, inclinada o vertical, líneas o **hilillos de Incisión**, marcados físicamente por una coloración más oscura sobre el fondo ocre o grisáceo del conjunto. Indudablemente funcionan como líneas de canalización de las aguas de lluvia, pero ante todo actúan como ejes de meteorización, en donde el agua, en lento discurrir, reposa durante más tiempo y actúa más eficazmente. El trazado de estos hilillos es recto sólo en conjunto; en detalle se muestra serpenteante con ensanchamientos esporádicos de material alterado, lo que se produce sobre todo en zonas de cruce.

3.3. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL LÍAS INFERIOR DOLOMÍTICO.

3.3.1. Definición de la unidad litocronológica.

Sobre las blandas margas del Keuper se sitúan, en posición elevada y muchas veces dominante, las dolomías de la base del Lías. El conjunto de los materiales así considerado coincide con lo que Corrales Zarauza, 1969, determinó como dolomías y calizas magnesianas y denominó Lías Inferior, y Sánchez de la Torre, Águeda y Goy, 1971, como carniolas o tramo dolomítico basal.

En la posterior estructuración estratigráfica de Goy, Gómez y Yébenes, 1976, corresponde a las formaciones de:

- Calizas, dolomías tableadas de Cuevas Labradas.
- Carniolas de Cortes de Tajuña.
- Dolomías tableadas de Imón.

Aunque existen algunos niveles margosos, es indudable el **predominio carbonatado**, especialmente dolomítico, que da personalidad al conjunto.

La potencia global es de 150- 200 metros de espesor, (Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Sigüenza, Atienza y Barahona), valor que no adquirirá ninguna unidad litocronológica posterior en la Paramera.

3.3.2. Características macrolitológicas y distribución de afloramientos

Las dolomías del Lías Inferior presentan dos variedades litológicas fundamentales, señaladas en el gráfico adjunto: (fig. 103)

- la de **estructura tableada** de bancos métricos "capas finas y medias, raramente gruesas", Gabaldón, V., et al. 1982, en donde, aunque las superficies de es-

tratisficación están muy marcadas por la meteorización, la homogeneidad litológica no implica vertientes muy contrastadas. Predomina esta variedad en la parte inferior y superior de la serie.

- la de **estructura masiva**, "ausencia de planos de estratificación", Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Sigüenza), 1978, que, en ocasiones, sólo es posible reconocer por los cambios de tonalidad en fotografía aérea. Presenta, sin embargo, una superficie oquerosa, en ocasiones cavernosa o ruiniforme.

El conjunto está **fuertemente tectonicado** por diaclasas subverticales, que a veces se materializan ostensiblemente al ir rellenas por calcitas precipitadas. En escarpe, la explotación por meteorización de las diaclasas y de las superficies de estratificación subhorizontales determina la compartimentación del roquedo en grandes bloques que caerán a lo largo de la vertiente.

El conjunto es **resistente, duro y compacto**, salvo algunas capas más arenosas y deleznales. Existen también niveles esporádicos de margas verdosas de potencia centimétrica. Asimismo, hay que señalar la presencia de costras ferruginosas de muy poco espesor, que carecen de trascendencia notable en el relieve.

El color es en conjunto **grisáceo** "gris azulado" en la base, "gris amarillento" en el medio y "gris ceniza" hacia el techo, (Corrales, 1969). Es notoria la diferencia de color entre el aspecto externo y las caras que se acaban de romper "blancas a crema en fractura fresca", (Corrales, 1969). Este color grisáceo contrasta bruscamente con otras masas rocosas vecinas: la blancura de las calizas cretácicas y el rojo vivo del Buntsandstein.

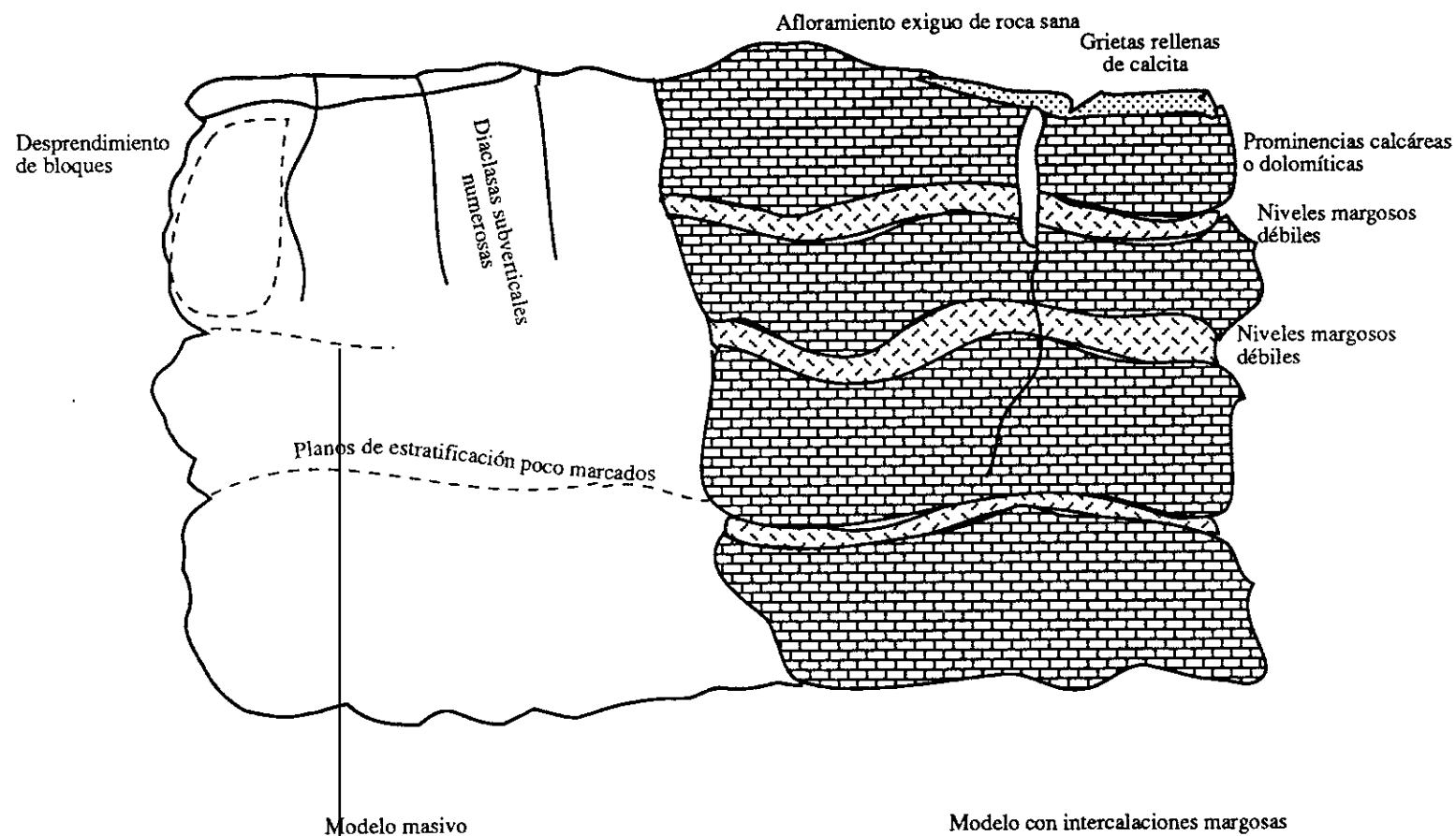


Fig. 103 Lías Inferior. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

Las características de afloramiento del Lías Inferior dolomítico resultan especialmente interesantes por los siguientes motivos:

- por su gran extensión, siendo el ámbito morfotitológico que ocupa **más superficie** en la Paramera de Sigüenza,

- por el carácter **central y aglutinador** que posee, formando un conjunto casi continuo desde el extremo NW al SE, sólo interrumpido en menos de 500 metros en el Puerto de Horna, al Oeste de Sierra Ministra. Sin embargo, el afloramiento no es compacto, sino muy desmembrado, con salientes, apófisis, estrechamientos y numerosos isleos,

- por **no aparecer al Oeste** de una línea que coincide, aunque no totalmente, con la **falla de Somolinos- Pálmaces**. La laguna del Lías es interpretada como "proceso erosivo que pudo estar conjugado en algún punto con ausencia de sedimentación", Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Atienza 1982), que al ser pre-cretácico, debió producirse durante los levantamientos neociméricos.

3.3.3. Formas de relieve

La porosidad de la roca y la facilidad de infiltración de las aguas por conductos de disolución dificultan la formación de morfologías de incisión subaérea. Por esto, la superficie de la caliza puede evolucionar paralela a sí misma, generando **formas planas o casi planas**, extensas y muy características: las dolomías liásicas conforman así la parte sustancial de la paramera dominante.

Sin embargo, cuando llega a producirse la concentración fluvial, la **Incisión vertical cobra un gran desarrollo** respecto a la dinámica de vertientes. Se reconocen toda una serie de grados y morfologías de encajamiento hasta alcanzar la magnitud de las hoces del Henares y del Dulce.

De esta manera, resultan a la vez características de este ámbito morfotitológico-

co tanto las extensas superficies planas, como las diversas morfologías de encajamiento marcado.

3.3.3.1. Superficies planas.

Sobre litologías del Lías se desarrollan amplísimas superficies planas, (fot. 23), aunque en detalle no alcanzan la perfección de otras litologías calcáreas, cretácicas o miocenas.

En torno a las llanuras, ocupando una extensa aureola marginal, se disponen **superficies**, que se podrían designar como **planoadaptadas**; presentan un incremento ligero y muy lento de la pendiente, hasta enlazar, mediante una especie de hombrera con las laderas de fuerte inclinación. Esto supone la amplia extensión y la “preparación” de la superficie culminante antes de caer al declive, ya directamente condicionado por la acción fluvial. Toda esta superficie se desarrolla de forma plana sin quiebras en el descenso, ni irregularidades laterales, por lo que le conviene el término de “planoadaptado”.

Estas superficies constituyen formas características de evolución en las dolomías. Cabe preguntarse si las superficies planas culminantes son sólo herencia de procesos allanadores del pasado, o pueden ser interpretadas también como una forma dinámica de evolución del relieve en esta litología. Retomaremos la cuestión más adelante.

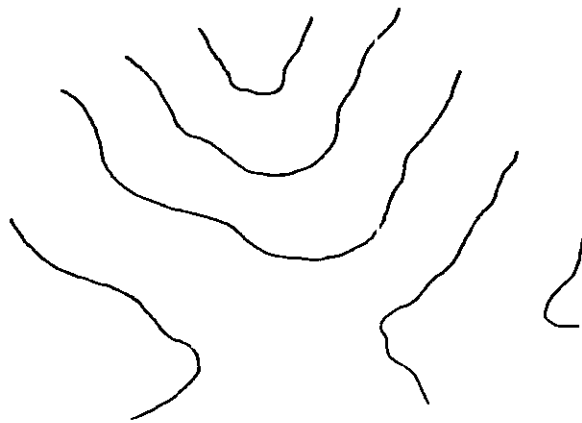
3.3.3.2. Formas relacionadas con el encajamiento fluvial.

El encajamiento en las dolomías del Lías resulta fundamentalmente de la **resistencia de las vertientes a evolucionar a la misma velocidad con que se produce la Incisión lineal**.

La evolución de este encajamiento puede seguirse mediante la seriación de diferentes situaciones morfodinámicas que se producen en la Paramera de Sigüenza.

Un primer estadio (fig. 104) corresponde al valle rectilíneo y poco incidido, donde las **vertientes planas, sin quiebros**, llegan hasta la misma línea de vaguada, siguiendo la profundización del curso. Este se reduce a una línea de humedad, muy raramente funcional, que ocasionalmente está cortada por tapias o construcciones. No existen marcas erosivas sobre el ancho fondo.

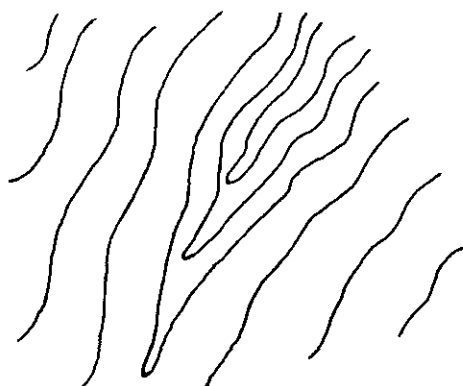
Fig. 104



Incisión de un curso de agua sobre litología del Lías: fase inicial. Croquis altimétrico sobre fotografía aérea.

En un segundo estadio, (fig. 105) **el curso incide ya sobre el fondo del valle**, hacia donde las vertientes acentúan la pendiente en vez de atenuarla, como antes: esta incisión implica el paso de vertientes con perfil cóncavo a otras nuevas de perfil convexo. El curso continua notablemente rectilíneo.

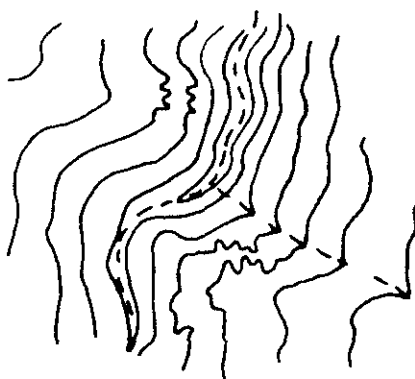
Fig. 105



Incisión de un curso de agua sobre litología del Lías: fase rectilínea. Croquis altimétrico sobre fotografía aérea.

En un tercer estadio, **el valle se hace sinuoso**. (fig. 106). En las vertientes, en general continuas, surgen ya algunos quiebros, recorridos por **barrancos**, marcados como línea nítida pero poco profunda. Aparecen además aislados en medio de la ladera pequeños **mogotes peñascosos**, que denotan una resistencia local, que no ha podido seguir el ritmo de evolución de la vertiente.

Fig. 106



Incisión de un curso de agua sobre litología del Lías: fase de encajamiento sinuoso. Croquis altimétrico sobre fotografía aérea.

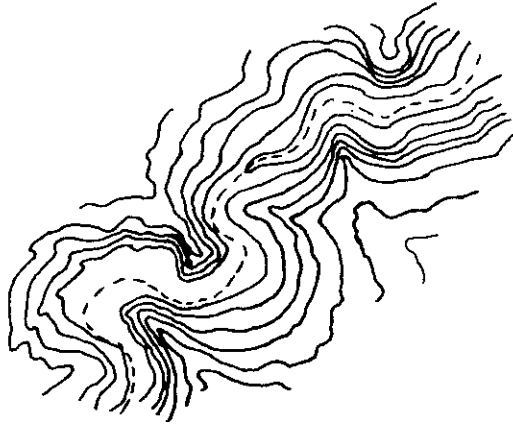
Finalmente el valle se hace **marcadamente sinuoso** a la vez que se **acentúa el encajamiento**; en la vertiente aparecen ya **continuos escarpes**. Alternan vertientes cóncavas, recogidas hacia el interior, tramos más rectilíneos, espolones transversales muy marcados y sectores convexos con laderas abiertas al exterior.

En su dinámica más completa los escarpes liásicos se caracterizan por su tremenda masividad: al no existir interrupciones notables, toda la vertiente puede quedar modelado como un **gran paredón** de tremenda masividad. Al no marcarse las superficies de estratificación, quedan favorecidas las líneas de incisión vertical, que pueden dar morfología de torreones muy apuntados. (ej. Caracena)

En condiciones menos extremas, el escarpe liásico se limita normalmente al sector de culminación creando una **cornisa escarpada**, donde se pone de manifiesto la capacidad que también presentan los materiales liásicos de adaptarse al gradual rebajamiento en plano de la vertiente. (ej. garganta de Moratilla)

De esta forma se llega a las morfologías más desarrolladas de los meandros encajados (del Henares, del Dulce, del Talegones), que más significativamente se podrían designar como **"gargantas meandriiformes"**, (fig. 107) en el sentido de que el encajamiento resulta un proceso ligado a la meandrificación, ya que "un río rápido es perfectamente capaz de crear un meandro en el curso del encajamiento" y que "no es exacto pensar que los meandros encajados se han formado antes de la incisión sobre una superficie plana y que se han hundido tal cual durante la incisión", (Derruau, 1967).

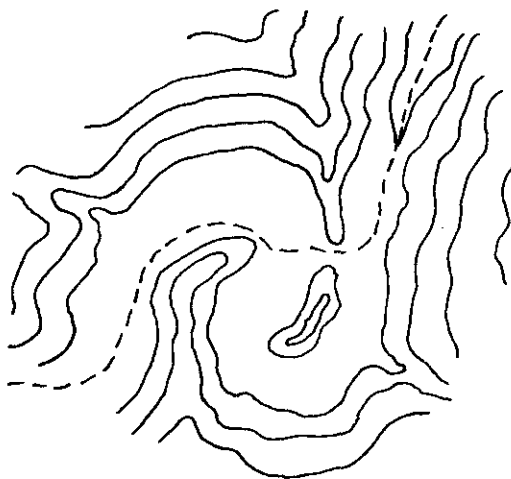
Fig. 107



Meandros encajados sobre litología del Lías.

El encajamiento y la meandrificación se ven interrumpidos en algunos cursos por procesos de anegación sedimentaria, que pueden propiciar incluso un fácil estrangulamiento del meandro encajado por elevación del depósito y del lecho fluvial (A^o Parado). (fig. 108)

Fig. 108



Meandro encajado abandonado sobre litología del Lías.

3.3.3.3. Microformas del Lías.

A pesar de su resistencia los materiales del Lías se presentan en su mayor parte como **material meteorizado**, lo cual ocurre en cualquier posición topográfica, y especialmente con cubierta vegetal.

Ahora bien, la capa alterada suele ser escasa, como se puede comprobar en casi todos los cortes del terreno y está salpicada por numerosos reductos, a veces muy pequeños, de roca sana, que apenas sobresalen 10 a 15 cm. del nivel general. Esta es la situación típica de las amplias áreas desprovistas de vegetación, que indican un proceso de desmantelamiento del material meteorizado.

Los cantos rocosos son asimismo muy numerosos, sobre todo medios y pequeños y presentan en general **forma aplanada por la base**, mientras que la parte superior está siempre redondeada. (fig. 109). La coloración de ambas caras es muy diferente: grisácea la superior, que ha quedado en posición subaérea y rojiza la inferior, con la misma tonalidad del material de alteración. En bastantes fragmentos uno de los cantiles presenta un corte marcado.

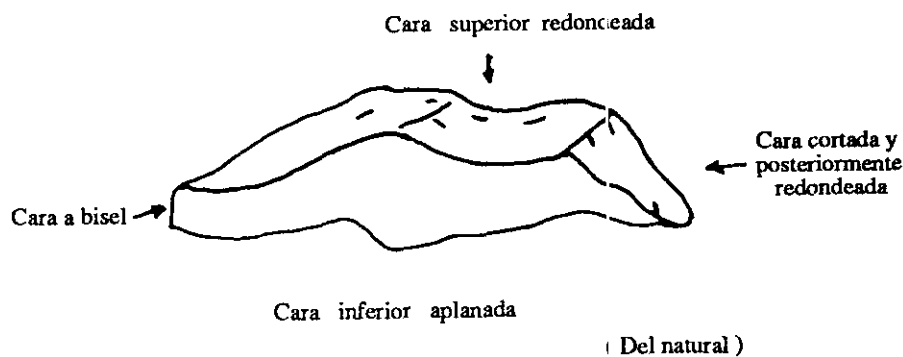


Fig. 109 Canto típico del Lías.

La existencia de biseles de corte en cantos insertos en matriz fina implica la existencia de unas condiciones subaéreas distintas a las de la meteorización hoy operante, pues las roturas no se explican en condiciones de criptoalteración.

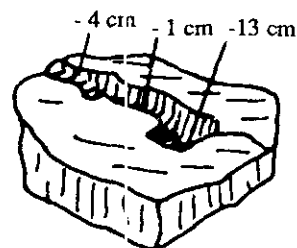
En definitiva, el aspecto general de la microtopografía del Lías dolomítico consiste en una masa de alteración, escasa en profundidad, pero ampliamente extendida, que engloba y envuelve multitud de pequeñas prominencias rocosas y que está salpicada de fragmentos desprendidos, algunos de ellos fracturados.

Esta situación sólo se concibe por la **conurrencia de períodos** subaéreos, que explicarían la fragmentación rocosa; períodos de criptoalteración, que explicarían la falta de prominencias rocosas importantes y la regulación de las vertientes; y períodos de desmantelamiento erosivo, que explicarían la escasa potencia de la meteorización de muchos sectores y la puesta al descubierto de fragmentos de roca sana.

Como en el Buntsandstein, la **diferencia entre condiciones subaéreas y cubiertas** produce, por retroacción positiva, una serie de cortes y microescarpes, que se manifiestan incluso en pequeños fragmentos rocosos aislados.

La **karstificación en detalle es rara**, poco frecuente, sólo se advierte en condiciones especiales: en cantos rodados vueltos o en rocas planas en culminación. (fig. 110). En estos casos parece decisiva la forma cóncava de las rocas, que favorece la concentración, así como un área de alimentación reducida y de poca pendiente, que impide una esorrentía excesiva de agua y favorece por el contrario un lento, pero efectivo, discurrir.

La microkarstificación sobre estas rocas consiste sobre todo en oquedades, hasta más de 10 cm de profundidad, encadenadas a veces por incisiones de disolución de orden centimétrico.



(Del natural)

Fig. 110

Aspecto típico de incisión kárstica sobre fragmento rocoso.

3.4. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL CRETÁCICO SUPERIOR CALCÁREO

3.4.1. Definición de la unidad litocronológica.

Después del Lías y del Buntsandstein, el tercer ámbito morfolitológico más extendido en la Paramera de Sigüenza es sin duda el del Cretácico Superior Calcáreo. Se trata de un paquete de estratos de naturaleza calcárea o dolomítica, que se encuentra en los últimos niveles de la serie cretácica.

El significado morfolitológico del Cretácico Superior Calcáreo puede considerarse en dos contextos diferentes: por una parte, respecto al resto de las formaciones blandas del Cretácico constituye la culminación resistente, lo cual será analizado en el **ámbito morfolitológico del conjunto del Cretácico**; por otra parte, el Cretácico Superior Calcáreo posee una superficie de afloramiento suficientemente grande como para desarrollar sobre ellas el **ámbito morfolitológico específico**, que se analizará a continuación.

El Cretácico Superior Calcáreo de la Paramera de Sigüenza ha sido reconocido desde antiguo como **unidad litológica**, constituyendo el elemento superior de los tres en que tradicionalmente se ha subdividido el Cretácico. Ya en 1881, Castel lo señaló como nivel calcáreo sobre los otras dos series de arenas y de margas. En 1930, Schröder lo designa como "calizas cristalinas" de edad Turonense sobre Albense y Cenomanense y, en 1985, Segura sigue reconociéndolo como el tercero de los litosomas del Cretácico, "de naturaleza carbonatada, fundamentalmente dolomías".

Dentro del Cretácico Superior Calcáreo se han realizado **subdivisiones estratigráficas** minuciosas. Así se diferencian cuatro tramos (E,F,G y H) en Gabaldón, V., et al., 1982, y dos formaciones, la de Calizas dolomíticas de Nuévalos (Alonso et al., 1982) y la de Dolomías Tableadas de Villa de Ves (Vilas et al., 1982), pero es en el

conjunto del Cretácico Superior Calcáreo y no en sus partes donde se encuentra el mayor grado de especificidad morfogenética.

A su vez se ha podido precisar, como era lógico esperar, la falta de coincidencia entre la unidad litológica y la cronoestratigráfica, pasando a considerarse estos materiales como parte del Turonense y del Senonense.

Señalamos finalmente, que en el Gabaldón, V., et al., 1982, se utiliza el término Cretácico Superior Calcáreo con una acepción mucho más amplia, incluyendo todos los materiales supra- Albenses, en vez de limitarlo, como se ha hecho aquí, al litosoma superior calcáreo.

3.4.2. Características macrolitológicas. (fig. 111)

Con apariencia de "calizas cristalinas puras", (Castel, 1881 y Schröder, 1930) sólo el análisis químico ha mostrado un alto contenido en carbonato magnésico, por lo que se ha reemplazado su anterior denominación por la de dolomías. Duras y compactas, interesa señalar ante todo las diferencias respecto al otro gran conjunto dolomítico de la Paramera, el Lías, ya analizado. Frente a éste, el Cretácico Superior Calcáreo se caracteriza por:

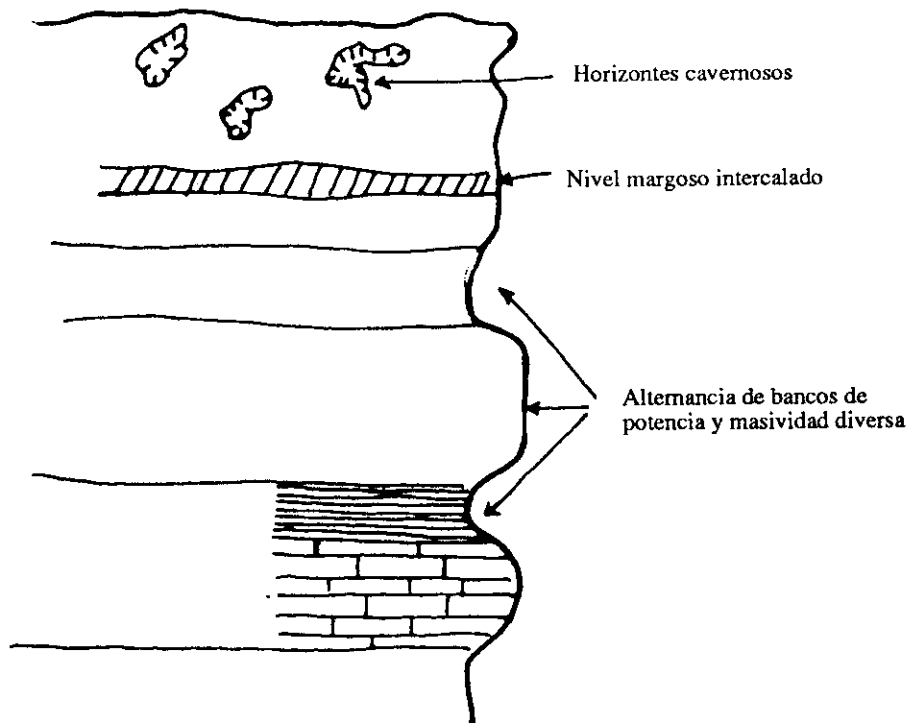
- la **heterogeneidad**: los bancos presentan potencia y consistencia diversa, que producen resaltes diferenciales. Existen también algunos niveles margosos y arenosos intercalados, muy marcados en el relieve. Esto contrasta con la mayor homogeneidad y masividad del Lías;

- el **aspecto**: resulta más "**estructural**", menos suavizado por la meteorización química, apareciendo caras más frescas, ángulos más marcados, tanto salientes como entrantes, resultado de la explotación de los planos de estratificación muy próximos, y a veces con mayor trascendencia, de un diaclasamiento muy intenso (diaclasas separadas a intervalos de menos de 10 cm. al Norte de la Muela de la

Virgen, Paramera de Baidés);

- un **labrado de detalle más intenso** con “formaciones cavernosas ligadas a reductos más arenizados”, (Castel, 1881) y, como es común en estas rocas, ligadas también al mayor ritmo de disolución que presentan los componentes calcáreos frente a los dolomíticos. Los procesos de karstificación parecen, en general, mucho más abundantes;

- un aspecto **claro**, “limpio”, “blanco amarillento o sonrosado”, (Castel, 1881) frente al más grisáceo y sucio del Lías Inferior (gris más o menos azulado).



CRETACICO SUPERIOR CALCÁREO

CARACTERÍSTICAS MACROLITOLÓGICAS

Fig. 111

Cretácico Superior calcáreo. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

3.4.3. Formas de relieve.

El relieve del Cretácico Superior Calcáreo, como ámbito morfolitológico específico, se resuelve en una serie de morfotipos característicos, que corresponden a superficies planas en culminación, a superficies de planoadaptación marginal, y a fondos planos de vaguadas.

El desarrollo de la incisión vertical produce marcados escarpes, también muy característicos del Cretácico. Normalmente estos escarpes se apoyan sobre la serie más completa del Cretácico Superior, desarrollándose entonces el ámbito específico, denominado el conjunto cretácico. En las contadas ocasiones en las que no se ha alcanzado aún los niveles inferiores se desarrolla un tipo especial de escarpe al que haremos referencia al final.

3.4.3.1. Las superficies planas de culminación.

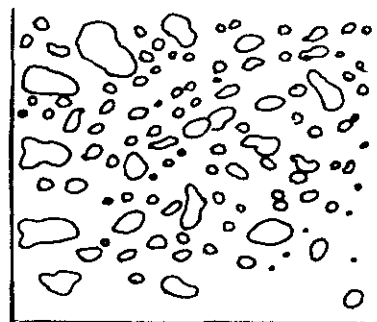
Las culminaciones planas se encuentran también en las dolomías del Lías y en las calizas del Páramo. Planitud tremenda e impactante, donde la individualidad de estos tres tipos de calizas se difumina al converger en la sencilla y simple solución geométrica de la planitud.

Pero aquí, como en aquéllas, planitud no significa reliquia inmóvil, estancamiento, conservación sin más, aunque a veces ha sido interpretada en este sentido; no es difícil comprobar cómo estas llanuras calcáreas son mundos **morfogenéticamente dinámicos**.

Dos procesos fundamentales contrapuestos guían la evolución de estas planicies:

- por una parte la **continua meteorización**. Prácticamente toda la superficie corresponde a un nivel de alteración que deja ver multitud de cantos y gravas insertas en una masa de materiales residuales, donde la roca sana aflora sólo excepcionalmente (fig. 112).

Fig. 112



Cretácico Superior Calcáreo.

Aspecto típico de la superficie del terreno.

- por otra parte, la **evacuación de material**: sobre la superficie culminante se observa como, mientras el material carbonatado disuelto acaba infiltrándose en profundidad, sin llegar a formar incisiones importantes, los residuos finos van rellenando lentamente las irregularidades locales o bien se dispersan por las mínimas pendientes de la planicie.

El balance entre los dos procesos de meteorización y evacuación es el que determina el espesor de los niveles de meteorización sobre la roca, que actualmente y, a juzgar por la situación de deforestación, se decanta en favor de la última, dejando suelos esqueléticos o regolitas.

El resultado final es que **la planitud se va rebajando de una forma lenta pero continua**, en paralelo, sucediéndose a sí misma. Es una forma de relieve en evolución, independientemente de que pueda heredar o no la morfología propia del estadio final de un ciclo erosivo.

3.4.3.2. Superficies de “planoadaptación” marginal.

Una segunda morfología característica corresponde a las superficies de planoadaptación, que circundan las planicies centrales y sirven de tránsito hasta las vertientes empinadas. El desarrollo que adquieren sobre estas calizas es aún mayor que el que se producen sobre las liásicas. Se forman perfiles sin cortes, en donde la pendiente varía de un modo suave y progresivo; toda la vertiente se encuentra en inflexión continua y gradual, como una curva resultado de la ecuación morfodenudativa en los puntos de la ladera.

Incluso la variación angular entre la vertiente irclinada y la superficie plana de culminación se resuelve en tránsito progresivo mediante una superficie redondeada de pendiente creciente.

3.4.3.3. Formas de fondo de vaguada.

En sección la mayoría de las vaguadas que se desarrollan sobre el Cretácico Superior calcáreo de la Paramera presentan **fondo plano**. Carecen de morfologías de incisión y consisten, ante todo, en una amalgama de clastos de material residual. Esto es, incluso las vaguadas se siguen rigiendo por procesos areolares de vertiente, más que por los procesos lineales propios de los ríos. Son canalizaciones lineales de procesos superficiales.

3.4.3.4. Los escarpes del Cretácico.

En situaciones de incisión notable los materiales del Cretácico Superior Calcáreo generan escarpes y formas abruptas, como es característico de las calizas. Lo más frecuente es que las vertientes no se desarrollen exclusivamente sobre esta unidad estratigráfica, sino que incluyan otros materiales que condicionan los resultados morfológicos globales, por lo que su análisis se realizará en otros ámbitos morfolitológicos más complejos.

Sin embargo en sectores como la franja central de la Sierra de Los Llanos la incisión afecta estrictamente a las litologías calcáreas del Cretácico. Entonces se forman morfologías caracterizadas por escarpes progresivamente marcados, con típicos frentes, frecuentes disposiciones invertidas en visera y formas curvadas a modo de capitel. Estas morfologías tan peculiares parecen estar formadas por la combinación de un proceso de disolución progresiva a lo largo de determinados ejes que deja lateralmente superficies lisas, a la vez definidas y de formas suaves, no quebradas, y de la dinámica de las vertientes calcáreas que mantiene los escarpes residuales de la roca sana, según va progresando la disolución hacia abajo.

En la Rampa de Caracena, según los cursos van pasando del sustrato mesozoicos a la cobertera miocena y viceversa se pone de manifiesto el comportamiento morfolitológico diferencial de las calizas cretácicas, con vertientes empinadas y verdaderas hoces, en contraste con los valles mucho más abiertos labrados sobre los materiales miocénicos.

3.5. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL MIOCENO CONGLOMERÁTICO

3.5.1. Definición de la unidad litológica.

En la Paramera de Sigüenza, de los conjuntos terciarios, sólo dos unidades litocronológicas presentan una superficie de afloramiento suficientemente amplia para desarrollar macroformas completas: la serie conglomerática miocena y la de las calizas culminantes de los Páramos. Las demás forman parte de vertientes y ámbitos morfotitológicos más complejos.

Como el reconocimiento de la unidad de la serie conglomerática terciaria está poco generalizado, será preciso explicar su conveniencia y delimitar su amplitud.

La identificación y **clasificación de las diferentes unidades litológicas y estratigráficas del Terciario** ha sido una tarea difícil, que se ha ido rectificando sucesivamente. Hoy contamos, para la zona, con un esquema clarificador, (Gabaldón, V., et al., 1982), que exponemos, escogiendo la litología como criterio fundamental de guía. Se reconocen las tres unidades fundamentales de antiguo a reciente:

- un primer nivel de **yesos**, de afloramiento muy reducido, que corresponde al tránsito **Cretácico-Terciario**;

- uno segundo, **paleógeno**, que presenta una alternancia de **calizas y margas** y aflora sólo en el extremo meridional de la Paramera de Baidés.

Sobre estos dos niveles se sitúa la discordancia fundamental del Terciario, que es denominada regionalmente "**castellana**", ubicada al final del Oligoceno;

- y un tercer nivel, que yace sobre la discordancia y que presenta en la Paramera los caracteres de una serie **conglomerática**, considerada hoy fundamentalmente miocena. Está subdividida, a su vez, por una discordancia menor, denominada "Neocastellana", (Aguirre et al., 1976), en dos tramos: El tramo inferior es de conglomerados **fini Oligoceno -Mioceno basal**, anteriormente considerado sólo como Oligoceno (Royo Gómez, 1922; Schröder, 1930; Crusafont et al., 1960). El tramo superior es un conglomerado del **Mioceno medio y superior**.

Este tercer nivel terciario de conglomerados prácticamente miocenos fase post- Castellana forman la unidad litocronológica en la que se basa el ámbito morfológico desarrollado a continuación. Corresponden a una facies marginal, gruesa, de materiales que, procedentes del Sistema Central e Ibérico en elevación, se dirigían a las cuencas terciarias de las Mesetas.

Se trata en cualquier caso de una facies conglomerática, **facies de borde**. Los sedimentos miocenos correlativos en las cuencas forman la llamada "facies interior", Hahne, 1930, facies fina de lutitas, evaporitas en el centro de las cuencas, y que culmina en las calizas tradicionalmente consideradas finipontienses y hoy datadas como **ponto- pliocenas**.

En la Paramera de Sigüenza predominan de todas formas la facies conglomerática y sólo marginalmente la de transición hacia las facies interior, cuyo límite sitúa Sánchez de la Torre, 1963, en Arcos de Jalón.

3.5.2. Características macrolitológicas. (fig. 113)

La persistencia de la facies de borde determina una litología siempre **muy homogénea**, en el sentido de que presenta pocas variaciones en la vertical, lo cual se opone a la "ritmicidad de la facies interior de la cuenca terciaria", (Sánchez de la

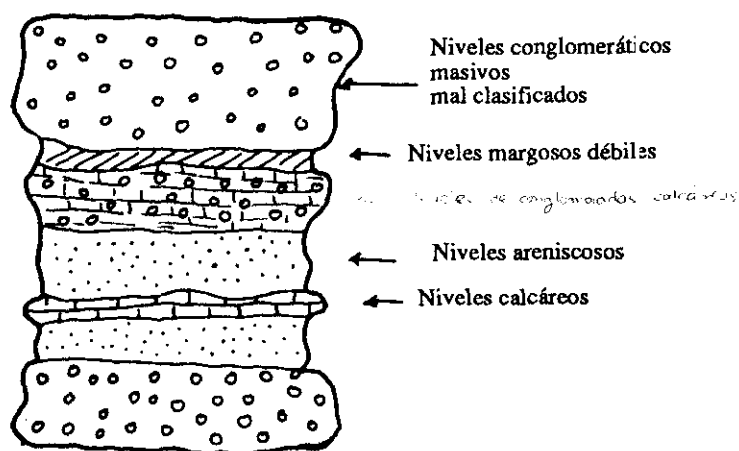
Torre, 1963).

Esta homogeneidad encierra, no obstante, la alternancia de series detríticas más o menos gruesas, una **sucesión continua de conglomerados y arenisca**, a ritmo métrico o a lo sumo de decenas de metros. Los conglomerados presentan en ocasiones, y especialmente hacia el techo, matriz calcárea, a modo de encostramiento, y están constituidos por cantos "mal clasificados por lo general y con una disposición desordenada", (Sánchez de la Torre, 1963). Éstos corresponden fundamentalmente a calizas o cuarcitas según el área fuente (fot. 46).

Esta asociación entre niveles de encostramiento calcáreo y granulometría más gruesa sugiere situaciones rexiásticas áridas.

Con independencia de ellos, aparecen intercalados niveles más finos de arcillas margas y calizas, de forma variable según las zonas, y siempre más frecuentes hacia el interior de las cuencas.

Cromáticamente la coloración **rojiza** constituye una característica llamativa de esta serie conglomerática, variando del rojo fuerte al rosado pálido, hasta el punto de convertirse en una cómoda guía de identificación en el campo.



MIOCENO: CARACTERÍSTICAS MACROLITOLÓGICAS

Fig. 113

Mioceno. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

3.5.3. Formas de relieve

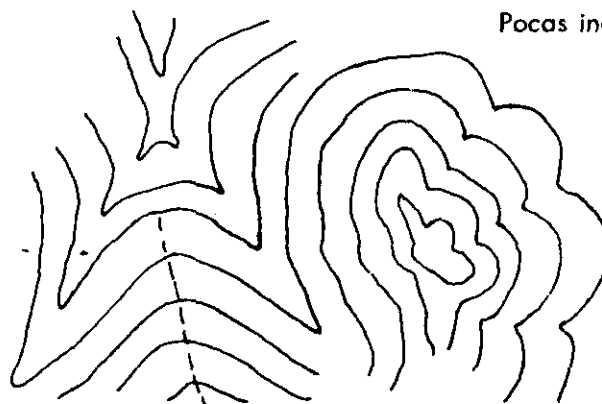
El modelado desarrollado sobre los conglomerados miocenos puede definirse por los siguientes rasgos característicos:

- la disposición estratigráfica en capas de potencia reducida y la alternancia continuada de conglomerados, areniscas y arcillas impide la formación de grandes escarpes y paredones, como el paradigma montserratino, y conduce, por el contrario, a que los diferentes estratos queden supeditados a la forma general de la vertiente "sin presentar horizontes morfológicos bien definidos", (Sánchez de la Torre, 1963). El carácter saliente de los niveles más resistentes queda amortiguado además por los derrubios de vertiente. Se conforma así una ladera que se extiende de arriba a abajo **sin tramos excesivamente diferenciados**.

En **detalle**, y sin interferir con el trazado general de la vertiente, se presentan sin embargo **muchos quiebros**, debido a la alternancia continua de materiales. Los más importantes son los generados por los conglomerados de naturaleza calcárea respecto a las series detríticas más deleznales. (fot.)

La morfología de estos conglomerados asocia a la vez a una **profunda Incisión de barranqueras**, que determinan un esquema sinuoso de vertientes, con entrantes y salientes marcados. De forma característica, las paredes comprenden amplios sectores de incurvación panda entre incisiones estrechas, de radio de curvatura corto, que a veces se reducen a una mera forma angular. En éstos se localizan hilos de esorrentía lineal elemental, marcados y rectilíneos, con una típica disposición pinzada que están poco incididos, lo cual indica que su evolución es seguida de cerca por el resto de la vertiente. (fig.114)

Fig. 114



Pocas incisiones, pero muy marcadas.

Amplios sectores convexos.

Mioceno. Vertientes típicas.

Estas vertientes casi planas, enlazan por aristas definidas, aunque redondeadas en detalle. Las elevaciones individuales adquieren entonces la forma de **triángulos de vértices curvos**, como se aprecia, por ejemplo en el cerro de Rivalope. (fig 115) (fot. 6).



Fig. 115

Mioceno. Morfología de pirámides con aristas curvas.

Aunque sobre esta litología se puedan desarrollar importantes desniveles, sin embargo las vertientes retroceden en paralelo y presentan una dinámica más vigorosa que en las calizas, por lo que no se producen cañones, sino **valles abiertos**.

3.6. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DE LAS CALIZAS DEL PÁRAMO.

3.6.1. Definición de la unidad litológica

Como unidad litológica, las calizas del Páramo constituyen un **nivel bien definido** por su fuerte contraste respecto al resto de la serie miocena más deleznable, de la que constituye la culminación. Sin embargo, hay que tener en cuenta la existencia de niveles de calizas previos, pero mucho menos potentes, menos continuos o más margosos o arenosos, que anticipan el nivel fundamental de cumbre.

La edad tradicionalmente asignada a estos niveles calcáreos, **pontlense**, ha sido recientemente **retrasada hasta el Plioceno** (Díaz Molina y López Martínez, 1968). Como parecen existir variaciones cronológicas importantes según el área, y hasta que se establezca definitivamente la datación, lo más conveniente es considerarlas ponto-pliocenas.

Como expresión morfológica, la definición es inequívoca, hasta el punto de que la litología ha adquirido la denominación del relieve que forma - **el páramo** - superficie plana en posición culminante. Sólo una única macroforma fundamental, ampliamente extendida, sin variaciones sustanciales: la altiplanicie. Otras morfológicas se desarrollan en el contacto con el resto de la serie terciaria.

El amplio afloramiento de estas calizas sería difícil de explicar en un paquete de pocos metros de espesor (20 m. de referencia máxima en el área), si no se tiene en cuenta su carácter terminal en el relleno de la serie estratigráfica de las cuencas lacustres (facies interna).

3.6.2. Características macrolitológicas.

Un primer rasgo fundamental radica en la **reducida potencia** que en esta

zona alcanzan las calizas, que se acuñan hasta desaparecer. Este hecho se puede apreciar visualmente en la Cuenca de Almazán, observando cómo las calizas, todavía potentes en Caltojar, disminuyen hacia Rello y desaparecen en La Riba.

Las calizas se estructuran en **capas bien diferenciadas** "30- 70 cm. de espesor", Gabaldón, V., et al. 1982, además se intercalan niveles margosos, que se manifiestan expresivamente en el relieve.

Es notoria la gran **permeabilidad** de estas calizas, que además de muy porosas están muy diaclasadas, por lo que el agua es absorbida rápidamente. En superficie se desarrollan ampliamente las formas de disolución: micropináculos y microtorreones alternan con fragmentos desgajados y lajas para crear un terreno extraordinariamente quebrado en detalle.

La coloración es **clara**, grisáceo-cremosa.

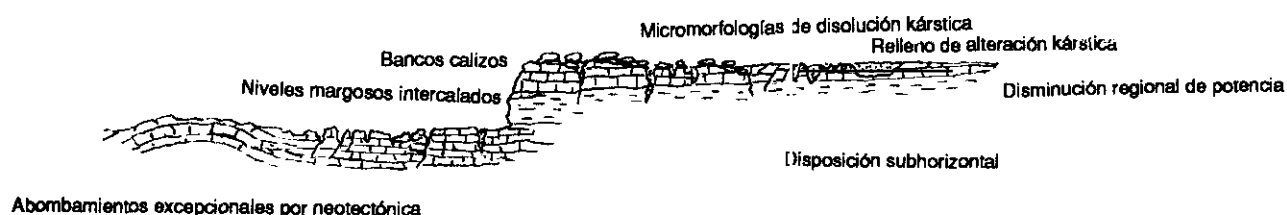


Fig. 116 CALIZA DE LOS PÁRAMOS Características macrolitológicas

3.6.3. Formas de relieve.

La macroforma de relieve que se desarrolla sobre estas calizas corresponde a una **plataforma estructural**, donde el terreno refleja la disposición horizontal de los estratos. (fot. 20).

Al respecto es interesante señalar la controversia surgida por la opinión de Schwenzner, 1937, de que la superficie del páramo no es estructural, sino erosiva. La postura de Solé Sabarís es contundente al respecto: "precisamente el escaso espesor de las capas calcáreas demuestra que el desnivel no es debido a la pendiente de una superficie de erosión, pues al ser biseladas, desaparecerían inmediatamente", (Sole, 1966).

Es cierto que existen abombamientos de los estratos, pero la escala a la que se producen no impide considerar la morfoestructura como subtabular. (fot. 22).

En definitiva y prescindiendo incluso de consideraciones genéticas, la razón fundamental de la morfología del páramo es la estructura. Hay que señalar que en ocasiones se pueden reconocer **plataformas escalonadas**, cuando en la serie calcárea se intercalan niveles margosos intermedios, conformando una morfología tabular. (fot. 21).

La permeabilidad constituye una propiedad clave de la superficie llana: la absorción del agua hacia el interior va desgastando el roquedo internamente por disolución, sin permitir la concentración de la escorrentía superficial.

A nivel de microformas, la importancia relativamente grande de los elementos margosos dentro de las series calcáreas favorece la formación de pináculos, microtorreones e incluso puentes naturales,

3.7. LOS ÁMBITOS MORFOLITOLÓGICOS COMPLEJOS Y DE CONTACTO

3.7.1. El ámbito morfolitológico del conjunto del Triás.

3.7.1.1. Caracteres generales y extensión.

Los ámbitos morfolitológicos que corresponden al conjunto del Triásico se sitúan únicamente en el Centro y Este de la Paramera de Sigüenza. **No se desarrollan al Oeste**, debido al cambio de las condiciones paleogeográficas que se produce en esta dirección por la proximidad al antiguo continente Hespérico: las areniscas del Buntsandstein pasan a arcillas, las calizas del Muschelkalk se hacen lutíticas, las margas yesíferas intercalan niveles detríticos; además la potencia de los estratos disminuye, con lo que conjunto del Triás pierde envergadura y ya no forma una vertiente completa, sino que se integra como pedestal del Lías o del Cretácico Superior Calcáreo, conformando otros ámbitos morfolitológicos diferentes.

Aunque en el conjunto triásico predomina el contacto lineal prolongado, también se puede reconocer otra situación de isleo Buntsandstein y/o Muschelkalk en Keuper, cuyas características específicas resaltaremos por separado.

3.7.1.2. Caracterización macrolitológica de las unidades.

La personalidad de las facies del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper es tan marcada que sus nombres sustituyen con frecuencia las designaciones meramente estratigráficas. Enunciadas ya las características macrolitológicas del Buntsandstein, analizamos las que corresponden al Muschelkalk y al Keuper.

En el **Muschelkalk** se produce una alternancia entre dolomías y margas, las primeras dominantes a la base, las segundas hacia el techo. La disposición decreciente de resistencias sigue la tónica general del conjunto triásico. La fijación de **tres tramos** para el Muschelkalk en este área, es reciente, (1982, Gabaldón, V., et al.) y constituye una guía excelente para la concreción de las características macrolitológicas. (fig.117)

Se diferencia:

- un tramo superior de alternancia de **margas y dolomías**, con laminamiento frecuente;
- un tramo de **dolomías finas**, con láminas de espesores de hasta un par de cm.;
- y un tramo basal de **dolomías gruesas**, que en ocasiones adquieren la configuración de calizas marmóreas.

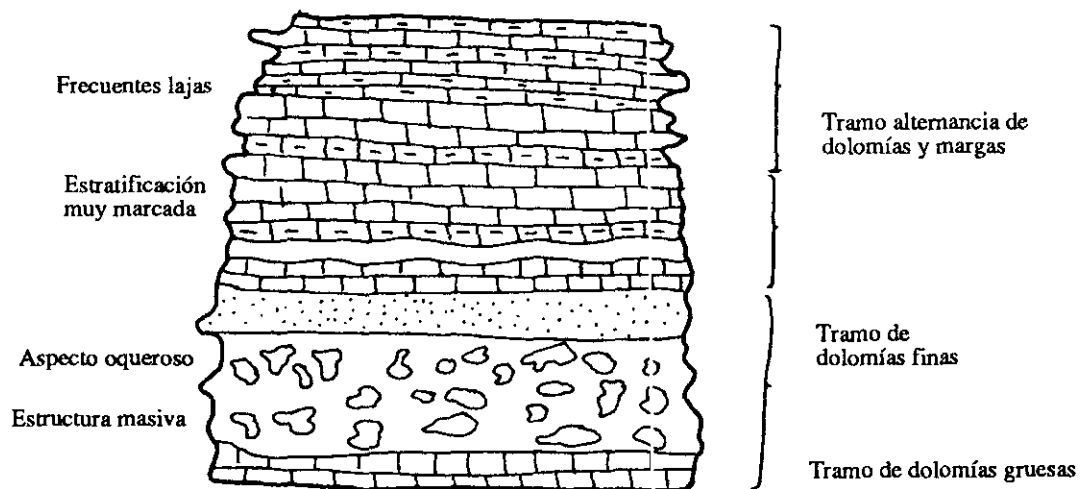
Se aprecia, en definitiva, cómo la **disminución de la resistencia de la roca hacia el techo** obedece a factores a la vez litológicos (la incorporación creciente de niveles margosos en lugar de las dolomías) y estratigráficos (espesores cada vez menores).

El aspecto general del Muschelkalk es el de un roquedo muy **finamente tableado**, donde los estratos se marcan muy bien, con contornos muy nítidos, aunque por la escasa potencia de las capas apenas sobresalen individualmente. La disolución centrada en los planos de estratificación le da un aspecto algo festoneado en detalle. A pesar de ello en las dolomías basales se encuentran también segmentos de tipo oqueroso, "en que la estratificación llega a presentarse confusa, apareciendo en vez de bancos grandes, masas brechiformes". La permeabilidad resulta buena

por el intenso tableado y fracturación de la roca.

En conjunto la tonalidad es **clara**, grisácea, en contraste con las coloraciones rojizas del entorno, pero en detalle se han considerado “tramos grises a verdosos o verdes” en la parte superior.

Esta tonalidad general clara, grisácea, se pierde por completo cuando la roca entra en contacto con la masa de meteorización, volviéndose entonces rojiza, como queda de manifiesto en los fragmentos de piedra sacados por los arados.



MUSCHELKALK. CARACTERÍSTICAS MACROLITOLÓGICAS

Fig. 117

Muschelkalk. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

El **Keuper** constituye una litología muy particular y variada, (fig 118) que efectivamente se define como **margas con yesos**: efectivamente destacan estrechos niveles de **yesos** con formas alabeadas, que reflejan la propia debilidad y plasticidad del conjunto, pero también se diferencian otros de **lutitas negras** (en la

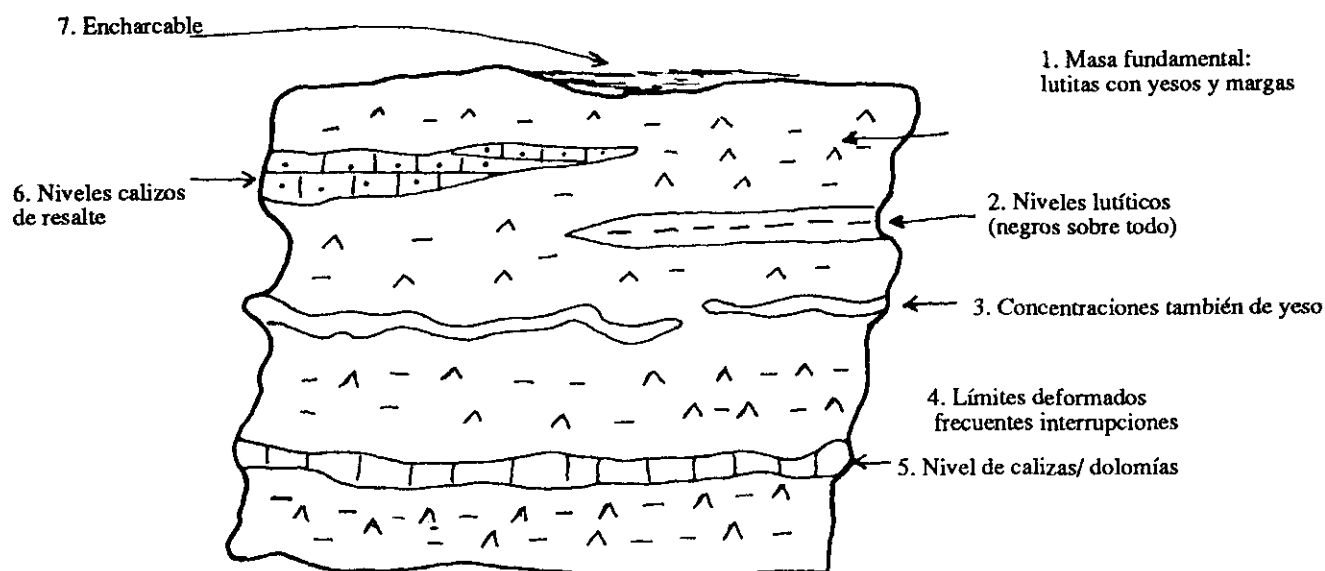
Depresión de Miedes), de **areniscas** (Depresión de Tiernes), de **calizas** que dan pequeños resaltes y de **costras ferruginosas**. Se trataría, en definitiva, de margas yesíferas con niveles diferenciados de yesos, de lutitas, de areniscas, de calizas y concreciones ferruginosas, todo ello impregnado en sales, que se decantan en las salinas. Las areniscas y calizas resaltan moderadamente en el relieve.

El conjunto presenta sobre todo colores rojos, rojos-pardos, rosados, pero también violetas, morados, negros y verdes (las lutitas), gris claro y gris amarillento (las calizas), grises (los yesos). Una extraordinaria **riqueza de colores**, que justifica la denominación de "margas abigarradas".

El conjunto es impermeable, **encharcable**, formándose lagunas poco profundas como la de Conquezuela o lavajos menores. Este encharcamiento está en la base de las **trampas** de los grandes mamíferos del Cuaternario Medio en la estación arqueológica de Ambrona.

En ladera, estos caracteres favorecen la formación de importantes **deslizamientos**.

Como referencia de la potencia del Keuper se señalan 50-70 m. al Oeste de la Paramera y 150-200 m al Este, Gabaldón, V., et al., acentuándose este incremento hacia el Este según la tendencia general de todas las series mesozoicas del área.



3.7.1.3. Formas de relieve.

La sucesión litológica del Trías germánico en la zona central y oriental de la Paramera establece una **disposición decreciente de resistencia** frente a la erosión, siendo importante en el Buntsandstein de base, fundamentalmente arenoso- conglomerático, media en el Muschelkalk, que combina elementos calcáreos con otros calco-margosos más blandos y, finalmente, mínima en el Keuper margo-yesífero.

Esta ordenación de resistencias conduce a una **vertiente** marcada por la erosión diferencial progresiva, **de notable amplitud y grandiosidad**. Pero contra este factor de unidad y ordenación, se manifiestan en detalle la heterogeneidad litológica, importante en el Buntsandstein, en el Muschelkalk, y en menor medida en el Keuper, que compartimentan el relieve en multitud de pequeñas unidades ortoclinales.

Se reconocen de todas formas una serie de morfologías tipo, relacionadas ante todo con la disposición tectónica.

Por su mayor extensión destacan en primer lugar los **relieves monoclinales de cuestas y crestones**. El debilitamiento creciente hacia los niveles superiores implica un mayor espaciamiento entre los estratos cada vez más recientes, conformando así laderas amplias y de gran planitud (fig. 32). En ocasiones se llega a la formación de morfologías especiales en donde el dorso estructural resulta más empinado y marcado que un frente de cuesta poco incidido, creándose así un relieve especial con una disimetría invertida respecto al modelo general de los relieves monoclinales. Se las puede designar como "contracuestas" (fig. 119).

Pero, cuando el buzamiento de los estratos es fuerte, se crea un relieve de **barras**, que alcanza menos amplitud y envergadura que el anterior, ya que es más

fácilmente atacado desde los materiales circundantes deleznales. (fot. 33).

Finalmente la morfología de estructuras **casi horizontales**, en donde el desnivel es lo suficientemente suave para atenuar en las vertientes las diferencias de resistencia litológica, crea un relieve pando, de convexidad muy amplia. Sólo cuando estas condiciones estructurales se hallan en un contexto de cursos dinámicos, se produce una morfología en mesas de no mucha extensión, como las situadas al Sur de Sigüenza.

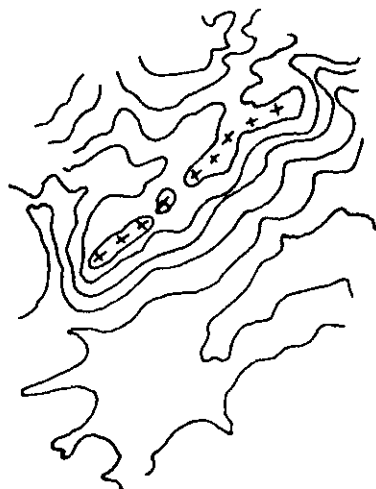


Fig. 119

Serie triásica. Contracuestas típicas, con dorsos cataclinales más pendientes que los frentes anaclinales, propias de una disminución importante de la resistencia en el registro estratigráfico (hacia el techo).

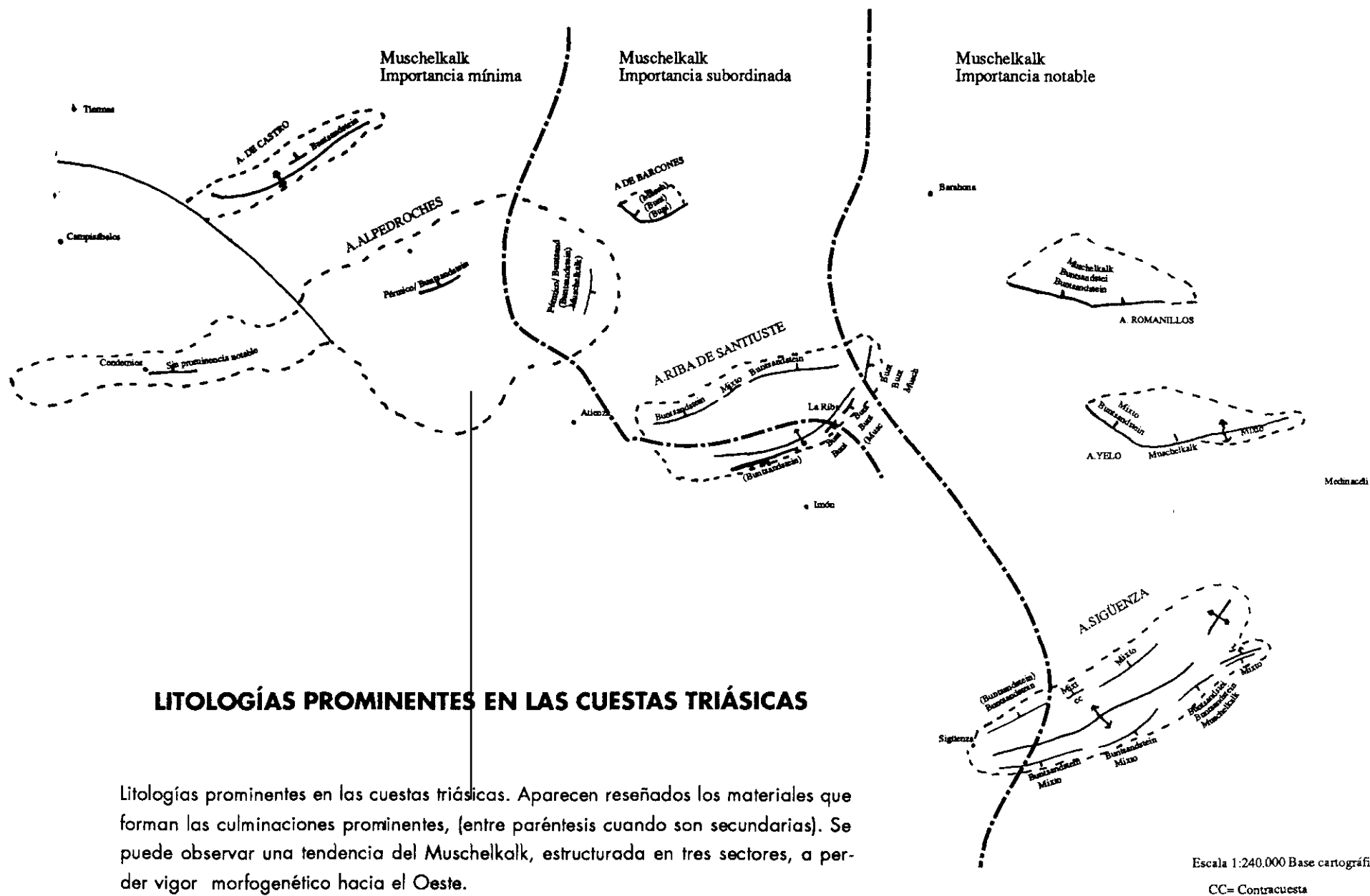
Resulta de especial interés evaluar la **Importancia relativa del Muschelkalk y del Buntsandstein** en la conformación de estos relieves alineados. Para ello nos servimos del siguiente esquema cartográfico, (fig. 120) donde se han señalado con mayúsculas los materiales que forman las culminaciones principales y con minúsculas las de las subordinadas (B= Buntsandstein, M= Muschelkalk, X= mixtas, esto es la culminación integrada por las dos litologías).

Se observa una situación muy variada, existiendo **de una a tres líneas de culminación** (más en las formaciones de barras que en las de cuesta). El **Muschelkalk** forma a lo sumo una de ellas, pero queda **relegado a posiciones**

cada vez más subordinada cuanto más al Oeste, hasta el punto de que en los anticlinales de Alpedroches y Barcones, el límite entre el Buntsandstein y Muschelkalk, corresponde a una depresión en lugar a una elevación.

Debido a esta variación paleogeográfica, el papel morfológico del Muschelkalk varía mucho y así por ejemplo en el anticlinal de La Riba forma las mayores altitudes al Este, en el flanco Norte se encuentra subordinado respecto al Buntsandstein a mitad del dorso estructural, mientras que en el flanco Sur no constituye resalte orográfico.

Fig. 120



3.7.2. Los ámbitos morfotitológicos del contacto Triásico-Lías.

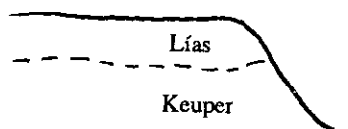
3.7.2.1. Caracterización general.

El contacto de los materiales triásicos y liásicos determina un conjunto de ámbitos morfotitológicos muy bien caracterizados, donde el Lías constituye el material resistente culminante, mientras que los diferentes materiales triásicos ocupan la parte inferior de la vertiente.

Se diferencian, **5 ámbitos morfotitológicos**, en función de la forma de contacto y del tipo de material triásico de que se trate:

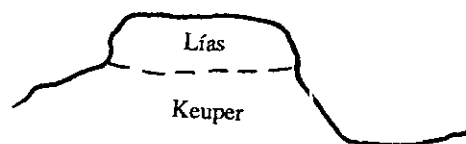
El ámbito morfotitológico más generalizado es el formado por la sucesión **Keuper-Lías**, en un **largo contacto lineal**, cuya expresión morfológica fundamental es una vertiente abrupta. (fig. 121)

Fig. 121



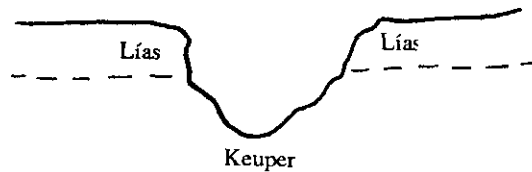
Un segundo ámbito morfotitológico corresponde a **Isleos de Lías en Keuper**, que conforma un típico relieve de cerros coniformes. (fig 122) y (fot. 36).

Fig. 122



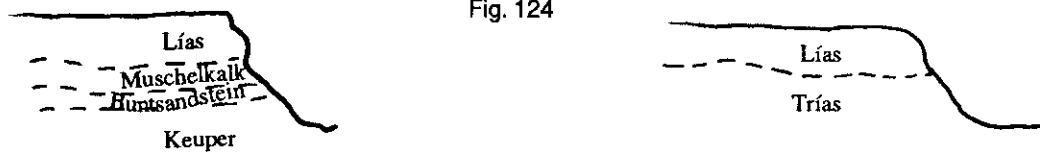
Un tercer ámbito morfolitológico se identifica con situaciones donde el Keuper mantiene una disposición lineal, que genera una **depresión alargada del Keuper entre las paredes del Lías**. (fig 123)

Fig. 123



En un cuarto ámbito morfolitológico, la función de los materiales del Keuper está reemplazada por el **conjunto de los materiales del Triásico** (Buntsandstein-Muschelkalk- Keuper), que se encuentran aquí en la situación paleogeográfica occidental, que implica debilidad litológica. (fig 124)

Fig. 124



Finalmente, en un quinto ámbito, es el **Buntsandstein** el que únicamente forma la parte débil del escarpe. También corresponde al área occidental de Triás poco resistente y supone un contacto anormal por falla.

Centraremos la atención en los dos primeros.

3.7.2.2. Ámbito morfolitológico del contacto lineal Keuper- Lías Dolomítico.

El prolongado contacto de los materiales del Keuper y del Lías, determina un ámbito morfolitológico con fuerte impronta en la Paramera, cuya traducción morfológica fundamental es el **escarpe continuo**, muy prolongado que llega a alcanzar 200 m. de desnivel, como en las Cuestas de Paredes.

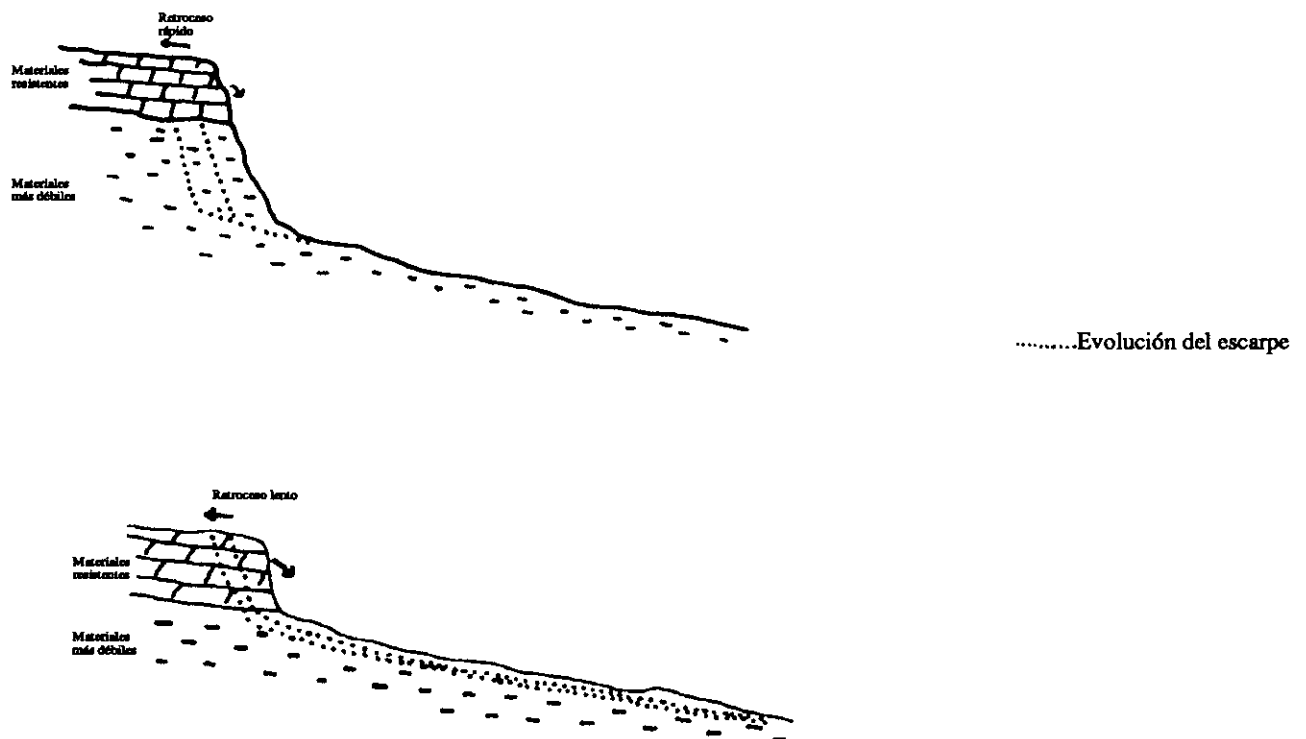
Este escarpe Keuper- Lías constituye la práctica totalidad del contacto de la Depresión Central de Atienza- Sigüenza con las parameras circundantes. Pero además es la morfología predominante en la Paramera de Medinaceli, supone el sector fundamental de las gargantas del Henares y en menor medida del Dulce en la Paramera de Baides y finalmente conforma algunos relieves de la Paramera de Barahona.

Se distinguen dos **tipos** de escarpe fundamentales, que dependen ante todo del material resistente o erosionable que predomina en la caída.

- el primer tipo puede denominarse **de control somital**. (fig. 125). Comprende un nivel resistente en culminación sobre una base deleznable, en este caso el Lías sobre el Keuper, y mantiene una pendiente importante. Son los dispositivos estructurales, superficies subhorizontales, por ejemplo, o una vigorosa dinámica aguas abajo, lo que permiten el mantenimiento de las vertientes con la base débil del Keuper como pedestal del escarpe. La capa superior frena la rapidez de evolución del relieve, pero no supone obstáculo importante para el retroceso, que puede proseguir por zapa basal. La evolución del conjunto es relativamente rápida. El borde superior de la capa resistente evoluciona sobre todo por desprendimiento y, al no disponer de tiempo para redondearse, presenta una disposición más angulosa que en el otro tipo. Como el retroceso lineal se marca sobre el material blando inferior, al ser desmantelada, se forman valles anchos y abiertos.

- el escarpe **de control basal** presenta una fuerte pendiente sobre los materiales resistentes (del Lías), que conforman la práctica totalidad del desnivel, mientras que la base deleznable (el Keuper) se sitúa sólo en la parte basal con forma cóncava y poca pendiente. Esto sólo se entiende en un contexto más amplio que el del propio escarpe, en donde aguas abajo, a veces bastante lejos, algún material resistente ejerce control a la profundización. Esto determina que la pendiente de los materiales del Keuper se reduzca a valores mínimos, como enlace extendido entre los materiales resistentes aguas abajo y el Lías que conforma el escarpe principal aguas arriba. Sobre el paredón liásico el retroceso es lento y selectivo, creándose angosturas escarpadas fuertemente incididas, en contraste con los valles abiertos del modelo anterior.

ESQUEMA DE ESCARPE DE CONTROL SOMITAL



ESQUEMA DE ESCARPE DE CONTROL BASAL

Fig.125 Esquema de escarpe de control basal y escarpe de control somital.

3.7.2.3. El ámbito morfolitológico de isleos Keuper en Lías dolomítico.

Constituye un ámbito morfolitológico menor que consiste en isleos de material margoso del Keuper en el seno de la masa resistente del Lías dolomítico. Ocupa segmentos discontinuos, que, a diferencia de los isleos inversos del Lías dolomítico en Keuper, no son redondeados, sino **alargados**, de hasta 5 Km. de longitud.

Se encuentra este ámbito en tres **áreas**:

- en el contacto de la Sierra de Bulejo y la Paramera de Barahona, en donde forman un grupo de orientación NW;
- siguiendo el Alto Talegones con orientación NE;
- en la Depresión de Pelegrina en el río Dulce (Paramera de Baidés), donde alcanza su mayor extensión.

Por la forma alineada y el afloramiento de materiales más antiguos insertos entre otros más jóvenes, podría pensarse que tectónicamente corresponden a ejes anticlinales: **la estructura es**, sin embargo, **variada** y se presentan disposiciones tanto anticlinales como monoclinales e incluso sinclinales.

Lo fundamental resulta, en definitiva, no que ascienda la superficie de estratificación Keuper-Lías, sino que **se profundice suficientemente el nivel de erosión de las vaguadas**.

Así en el Alto Talegones, la estructura fundamental se eleva en la misma dirección que la vaguada, lo cual favorece el progresivo desmantelamiento del Lías.

Por el contrario, en el conjunto Este de la Sierra de Bulejo se produce un juego entre la superficie topográfica, en descenso continuo desde la Sierra de Bulejo a la Paramera y la estructural, que lo hace sin embargo, escalonadamente, en bloques tectónicos progresivamente hundidos, aunque dentro de cada bloque existe además un pequeño basculamiento en la misma dirección. Como resultado, la su-

perficie topográfica en descenso intersecta con el Keuper en el sector oriental de cada bloque, que queda bruscamente interrumpido por falla, para retornar al afloramiento del Lías resistente en un bloque oriental más hundido.

3.7.3. El ámbito morfolitológico del conjunto del Cretácico.

3.7.3.1. Caracterización general.

La presencia del Cretácico Superior Calcáreo al Oeste de la falla de Somolinos determina en la sucesión normal de estratos una disposición de **resistencia creciente hacia la culminación**, con material blando a la base (Albense), después series calcomargosas de resistencia media, para finalizar con las duras dolomías del Cretácico Superior Calcáreo. El resultado no puede ser otro que el de **escarpes**, que en combinación con las formas topográficas planas generan típicas muelas.

Una **variedad** dentro de este ámbito morfolitológico corresponde a la **Integración de materiales triásicos** en la vertiente escarpada; como la presencia de Cretácico Superior Calcáreo coincide con la ausencia de Jurásico, los materiales del Cretácico se superponen a los del Keuper, ya de por sí deleznable y a un Muschelkalk y a un Buntsandstein debilitados en su facies occidental de borde, que se integran en una gran vertiente Triásico- Cretácica. Como la morfología resultante no se altera sustancialmente, podemos considerarlo como variedad del ámbito morfolitológico del conjunto cretácico (fot. 2).

3.7.3.2. Caracterización macrolitológica de las unidades.

Analizado ya el Cretácico Superior Calcáreo en el capítulo correspondiente, se consideran ahora los dos niveles inferiores: el Albense y el Cretácico Calco-margoso.

El **Albense** fue definido como formación "Arenas de Utrillas" por Aguilar, Ramírez del Pozo y Riva, 1971.

En este área presenta una potencia variable de "30 a 60 m.", Gabaldón.V, et al. 1982. Está estructurado en **bancos de gran potencia**, que raramente se aprecian en el terreno.

La litología es, ante todo **arenosa**, sumamente deleznable, y el color fundamental blanco, como indica el término Albense. Intercalaciones de arcilla, "lo más frecuente de colores rojo y violeta", (Segura, 1985) y concreciones ferruginosas que marcan pequeños resaltes, dan ocasionalmente al conjunto un aspecto manchado. (fig. 126). En el Ramo de Abanco, de la Rampa de Caracena se presentan bandas blancas, rojas y amarillas, rosadas y naranjas, aunque el que predominan es el blanco.

Las arenas deleznales constituyen el elemento más significativo. En los escasos, pero llamativos, lugares en donde la roca queda al descubierto, sin protección vegetal, **pueden desmoronarse, con sólo tocarlas** y aún esto es más fácil en las superficies atacadas por meteorización.

Los coluviones formados por materiales procedentes del Albense sólo se manifiestan por una masa de arenas blancas y un canturral de pedrerillas de cuarcitas, que tapizan toda la vertiente, sin que se produzca resalte alguno.

El Albense constituye una formación "muy permeable, descartándose totalmente los riesgos de encharcamiento", (MOP, 1975).

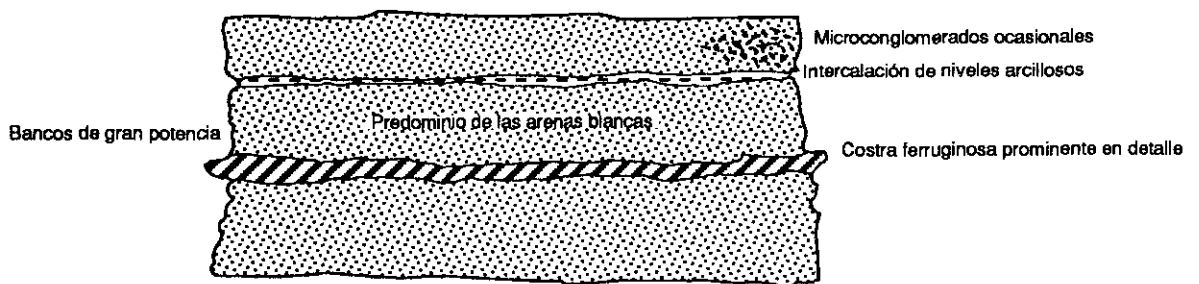


Fig. 126

CARACTERÍSTICAS MACROLITOLÓGICAS DEL ALBENSE

El Cretácico calco-margoso se encuentra por encima del Albense, y por debajo del Cretácico Superior Calcáreo. (fig. 127). Schröder, en 1930, lo define como "margas, calizas margosas y calizas arenosas". En 1985, Segura señala con más precisión "areniscas y arenas con arcillas subordinadas, dolomías con esporádicos niveles margosos".

Su potencia es muy variable, de 5 a 70 m, pero la estructura se presenta en bancos de 0,2 a 0,6 m., (Segura, 1985). De esta forma se presenta como una unidad caracterizada por su importante variación de niveles estratigráficos de calizas, dolomías, margas y arenas, y sus numerosas variedades intermedias. El conjunto presenta tonalidades claras, gris amarillentas, Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Atienza), 1982.

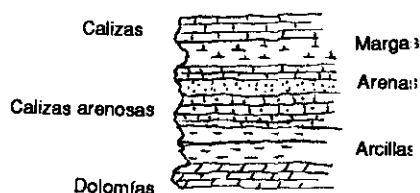


Fig.127

CRETÁCICO CALCO-MARGOSO. CARACTERÍSTICAS MACROLITOLÓGICAS

Bancos delgados, sucesión continua de niveles calco-margosos.

3.7.3.3. Formas de relieve

Elevados **escarpes** de 75-100 m. de desnivel constituyen la morfología fundamental de este ámbito. Generalmente corresponden a situaciones de control somital, en donde se diferencia un tramo superior con una pendiente de un 10%, que da paso a otro tramo empinado sobre materiales débiles (40 %), que se extiende hasta la base. Sin embargo, cuando el contacto de litologías se produce a mitad de ladera, el tramo superior sobre materiales resistentes crece hasta un 25-40%, mientras que el inferior se suaviza hasta un 5- 20%, creando en todo caso una vertiente más regular (fot. 5).

La manifestación más característica de este conjunto es el **escalonamiento de las vertientes** que se apoya en la mayor resistencia de los bancos calcáreos frente a los margosos, configurando una típica sucesión de pequeños escarpes y rellanos intermedios, que resulta muy diferente a la de las laderas del Keuper-Lías. No suelen presentar una carácter continuo y en otras ocasiones se integran en la pendiente reglada.

Entre las morfologías de detalle la que presenta una característica más definida es la del **Albense**, que desarrolla localmente **cárcavas**, activas en la actualidad. Éstas consisten en una serie de paredones incididos por surcos que van profundizando desde la base y la culminación hasta el centro, donde el encajamiento es máximo. Las formas son siempre redondeadas: con un radio de curvatura muy pequeño en las incisiones y grande en los espacios intermedios. Presentan una configuración en conos, invertidos (si las incisiones limítrofes convergen), o apuntando hacia arriba y en ensanchados por la base (si divergen).

3.7.4. El ámbito morfolitológico del contacto Lías- Mesozoico deleznable

3.7.4.1. Caracterización general.

La situación marginal del área de sedimentación durante el Mesozoico crea unas condiciones paleogeográficas con numerosas lagunas sedimentarias y de erosión, que provocan una sucesión muy particular de materiales en el registro sedimentario.

Así, **al Este de la falla de Somolinos** entran en contacto anormal discordante los **materiales deleznales del Jurásico** (grupo Ablanquejo) con los también **blandos del Cretácico**, (Albense y serie Calco margosa). En conjunto forman un importante paquete de materiales débiles, que se instalan sobre un **Lías resistente** de base, creando un conjunto morfológico de fuerte personalidad.

Resulta también muy significativa la **ausencia del Cretácico Superior Calcáreo**, que se situaría por encima de la serie. Esto se relaciona con un hecho llamativo: el carácter excluyente de las áreas donde afloran las dolomías liásicas y las calizas del Cretácico Superior Calcáreo, elementos claves y más resistentes del relieve, cuyo límite de extensión coincide aproximadamente con la falla de Somolinos.

Las unidades son pues las siguientes (de techo a base):

- Serie calco margosa del Cretácico,
- Albense,
- Serie calco margosa del grupo Ablanquejo,
- Lías dolomítico (basal, resistente).

Se trata en definitiva de una sucesión de materiales blandos sobre la base dura del Lías dolomítico, lo cual constituye la característica fundamental de este ámbito morfolitológico.

Se puede reconocer una variedad **occidental**, en las inmediaciones de la falla de Somolinos, donde falta el grupo Ablanquejo, con lo que el Albense descansa directamente sobre el Lías dolomítico, sin que esto suponga una alteración sustancial de los resultados morfológicos.

3.7.4.2 Caracteres macrolitológicos.

Las características macrolitológicas de los materiales que forman este ámbito morfolitológico han sido ya analizadas, a excepción del grupo Ablanquejo.

Se entiende por **Grupo Ablanquejo** las capas jurásicas situadas sobre las dolomías de base y que consisten fundamentalmente en una **alternancia de calizas y margas**, que se traducen respectivamente por salientes y entrantes del relieve. (fig. 128)

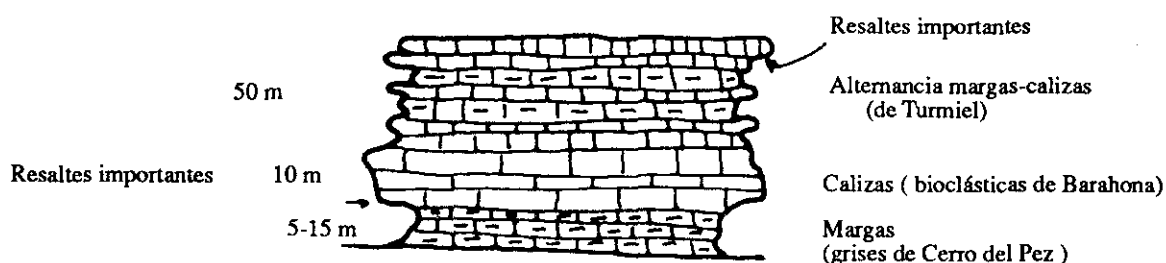


Fig. 128

Serie Jurásica supra Lías. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

Sólo a nivel más detallado, resultará útil considerar las "formaciones", definidas para estos materiales. Así se reconoce en la base un litosoma fundamentalmen-

te margoso (Margas grises del Cerro del Pez), después una unidad calcárea (Calizas bioclásticas de Barahona), ambas con espesor de decámetro, y sobre ellas alternancias más finas de calizas y margas (Alternancia de calizas y margas de Turmiel). Algún tramo calcáreo de la base del Jurásico Medio, de afloramiento muy reducido, se puede asociar a este conjunto, como un elemento más de la alternancia calcomargosa.

Una característica litológica llamativa de esta serie es la estratificación de las calizas "en **capas medias y finas**" Gabaldón.V, et al. 1982, que las hacen relativamente deleznales. Se encuentran además niveles ferruginosos sin apenas trascendencia en el relieve.

La tonalidad general para las calizas y margas es **grisácea**, aunque en las primeras existen variedades rojizas y amarillentas y en las segundas rosáceas.

3.7.4.3. Elementos morfológicos.

Sobre la plataforma de las dolomías del Lías se desarrolla un tipo de relieve caracterizado por su reducido vigor y por una gran variedad de detalle.

El **reducido vigor** se explica por :

- la disposición en la que aparecen los materiales deleznales, rodeados por los resistentes del Lías, ya sea en posición sinclinal o por otro motivo, que permite que, a medida que profundiza la incisión en el escollo duro circundante, se vayan rebajando los materiales deleznales del interior.

- la ausencia de una capa protectora resistente, que en la evolución normal, correspondería al Cretácico Superior Calcáreo.

La gran **variedad de detalle** se explica por la rápida sucesión de diferen-

tes estratos de poco espesor, acufados al Oeste del Tetis mesozoico y afectados con frecuencia por períodos de erosión.

En este ámbito morfolitológico se reconocen dos formas de relieve fundamentales: (fig. 129)

- la **superficie plana**, donde las series calcáreas apenas tienen relevancia morfológica respecto a las margas. Corresponde al afloramiento de Alpanseque y Barahona. En la evolución de este relieve resulta fundamental la leve inclinación de los estratos ($1,5^\circ$ de valor medio), que de todas formas aparecen biselados por una planicie todavía menos pendiente. sólo el nivel calcáreo de las calizas Turonenses crea una pequeña elevación, viso, otero, como el que sirve de asiento a la localidad de Barahona (no confundir con las llamadas Calizas bioclásticas de Barahona, del Jurásico, situadas en su entorno).

Cuando el nivel de disección del relieve es mayor y el contrafuerte marginal del Lías ha sido incidido por gargantas importantes, se produce un relieve más movido, como el que existe en Ventosa del Ducado, donde ya se manifiestan **escarpes de tipo medio**, entre niveles calcáreos y margosos del grupo Ablanquejo y entre las diferentes litologías de los materiales supra Albenses, que se traducen como mesas bien definidas.

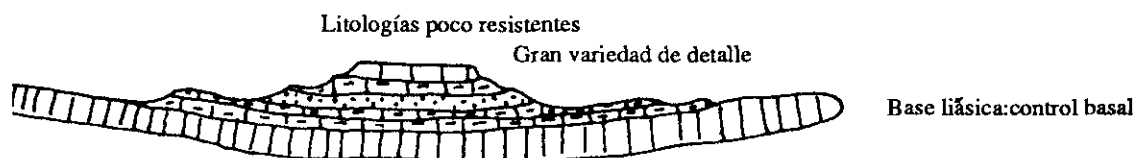


Fig. 129 Control basal sobre materiales supra Lías

3.7.5. El ámbito morfolitológico del Permo-Trías.

3.7.5.1. Caracterización general.

Los materiales del Pérmico corresponden a litologías claramente diferenciadas de las circundantes y por ello conforman ámbitos morfolitológicos específicos, que presentan, sin embargo, reducida extensión.

La razón de ser del **escaso afloramiento** radica, en primer lugar, en el nivel de erosión general que en este área está colocado por encima del Pérmico, por lo que éste aflora sólo en las zonas deprimidas de los sectores tectónicamente elevados, pero además las condiciones paleogeográficas originaron lagunas locales de sedimentación y sobre todo erosivas: mientras que la potencia original calculada para el Pérmico en base a retazos existentes alcanza la impresionante cifra de 2000 m. (Hernando 1977), en la depresión de Condemios, el Buntsandstein se sitúa directamente sobre el Ordovícico, faltando el Pérmico.

La litología predominante es la de las **lutitas**, rocas de debilidad marcada ante la erosión. La fuerte personalidad de esta litología no se puede desarrollar en un ámbito morfolitológico propio, debido a la reducida extensión de afloramiento, sino que constituye el nivel blando de base bajo las areniscas del Buntsandstein y se conforma así, un primer ámbito morfolitológico Permo- Buntsandstein.

Además, en el Pérmico lutítico, se intercalan **capas volcánicas** andesíticas, mucho más resistentes, que forman, en tránsito brusco con las encajantes, un segundo ámbito morfolitológico, de andesitas y lutitas pérmicas.

3.7.5.2. Caracterización macrolitológica de las unidades.

El Pérmico se caracteriza por la gran **variedad de facies**, en relación con

unas condiciones de sedimentación en cuencas diferenciadas: por ello será preciso referirse a un Pérmico- Atienza, sensiblemente distinto, por ejemplo, a un Pérmico- Pálmaces, desarrollado más al Sur.

En este Pérmico - Atienza **predominan los materiales lutíticos**, acompañados de **niveles areniscosos o conglomeráticos**. Son los mismos materiales que aparecen en el Buntsandstein, pero con una frecuencia relativa muy distinta, pues en éste, las lutitas se reducen a estratos esporádicos.

La subdivisión del Pérmico en seis unidades estratigráficas, realizada por Hernando, 1977, conviene resumirla en dos formaciones litológicas, como se hace en Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Atienza), 1982, una de lutitas y otra de andesitas. Esto es lógico, si se piensa que en definitiva se trata de un mismo ámbito paleogenético, interrumpido por dos fases eruptivas volcánicas.

Tampoco resulta efectiva, desde un punto de vista macrolitológico, la consideración de dos grandes conjuntos, distinguidos en Gabaldón.V, et al., 1982, uno inferior con lutitas con intercalaciones areniscosas, al que se asocian rocas de origen volcánico y volcanoclástico, y otro superior de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y conglomerados.

Desde un punto de vista macrolitológico, lo más conveniente resulta, pues, considerar **dos unidades alternantes una lutítica (fig. 130) y otra andesítica**.

Las **arcillas** constituyen el elemento litológico **fundamental** del conjunto detrítico. Nos damos cuenta que son las arcillas más antiguas que se conservan a nivel regional, pues arcillas anteriores ya han pasado a pizarras por metamorfismo.

Los otros niveles diferenciados, **areniscas y conglomerados** deben entenderse muy subordinados al predominio de las arcillas. Se encuentran en capas de poco espesor, formando pequeños resaltes, parcialmente cubiertos por depósitos de ladera, de manera que en ocasiones carecen de influencia sobre el relieve exte-

rior y en otras aunque su influencia sea efectiva, permanece oculta.

El comportamiento morfolitológico de los conglomerados es muy similar al de las areniscas. Los cantos, sobre todo medios o pequeños, rara vez superan los 20 cm. La diferencia entre las dos litologías se manifiesta en las acumulaciones residuales de los conglomerados, que consisten en pequeños cantos ante todo cuarcíticos.

La resistencia de la roca es mínima cuando falta la protección vegetal. La roca se disgrega al simple tacto de la mano, lo que provoca el desplazamiento inmediato del material a lo largo de la vertiente: sólo es necesario aumentar algo la presión para que ocurra lo mismo en niveles un poco más profundos.

La plasticidad del conjunto borra las manifestaciones de fallas, diaclasas o superficies de estratificación, que sólo se advierten por contactos anormales o en los niveles areniscosos y conglomeráticos intercalados. Entonces aparecen estratificaciones cruzadas a todos los niveles, de una forma muy similar a los del Buntsandstein.

El término **vinoso**, vino tinto, describe expresivamente el color del conjunto detrítico del Pérmico, para el que se han indicado "colores marrones más o menos rojizos" (limolitas) "siendo las intercalaciones conglomeráticas y areniscas gris blanquecinas en el tercio inferior y más rojizas en el resto del tramo", (Gabaldón.V, et al. 1982).

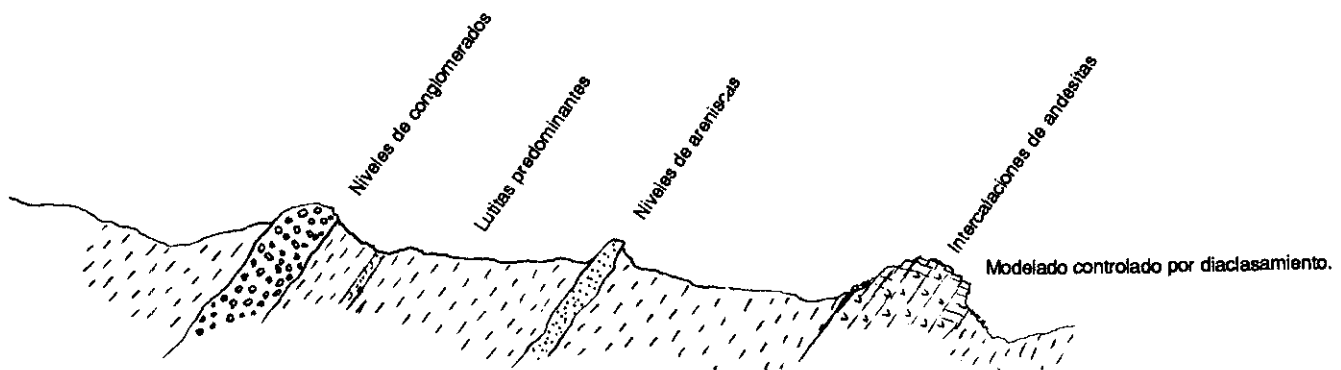


Fig. 130 PÉRMICO. CARACTERÍSTICAS MACROLITOLÓGICAS

Claramente diferenciadas se encuentran las **andesitas**, reconocidas como materiales "hipogénicos"(igual a magmáticos), (De la Peña, 1931), pero definidas como tales andesitas sólo en 1969 por Schäfer.

Corresponden a dos niveles, cada uno de los cuales con 50-100 m. de potencia: el inferior, designado como "Andesitas del Paraje de la Castellana" y el superior como "Andesitas de Cañamares", (Hernando, 1980). Pero no existe diferencia significativa entre ambos: "son análogos en composición y textura".

Se trata de material resistente, donde los **planos de diaclasas** controlan de una forma muy efectiva la meteorización y fragmentación de la roca, que en un primer momento aparecen como bloques geométricos.

3.5.7.3. Elementos morfológicos.

Sobre las lutitas del Pérmico se desarrollan **barranqueras**, profundas, ramificadas, sinuosas, extraordinariamente vigorosas y de rápida formación, que alcanzan más de 2 m. de incisión a muy poca distancia de su inicio (fot. 28)

Las **paredes** de las barranqueras, muy pendientes, aparecen estructuradas como una sucesión de triángulos convexos, abiertos hacia la base y raídos por marcas erosivas en disposición divergente, que van cerrando el paso a otras formas triangulares invertidas que terminan en la línea de incisión fundamental, de fondo plano (fig. 131) (fot. 29)

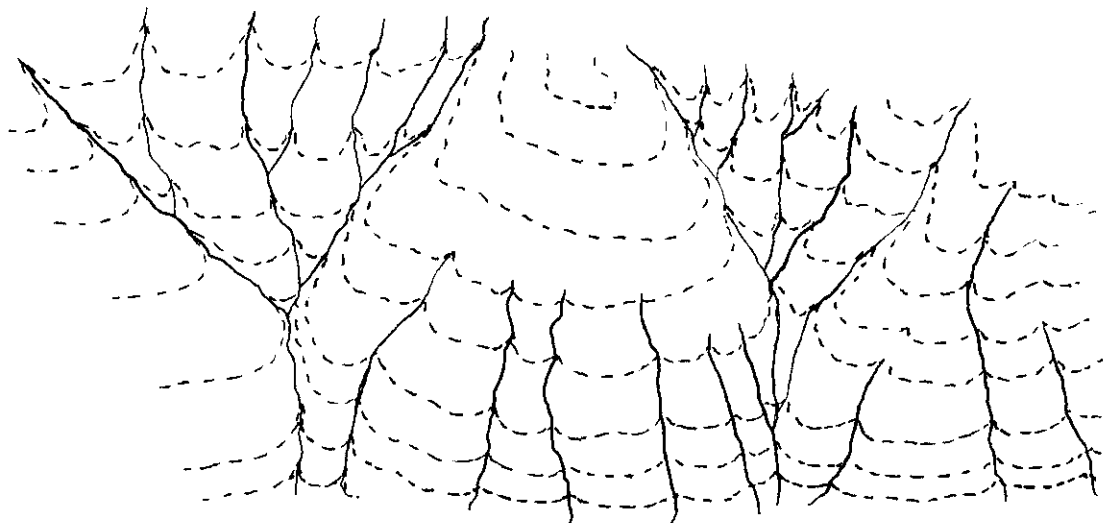


Fig. 131. Aspecto típico de las paredes del Pérmico. Croquis de curvas de nivel en proyección horizontal.

En el ámbito morfolítico de contacto Permo- Bunt, las areniscas del Buntsandstein sobresalen formando importantes **escarpes**, ante todo en la posición más dinámica del eje de la vaguada, donde bloques ya caídos atestiguan una zapa basal activa.

Sin embargo, los materiales del Buntsandstein afectan de una forma indirecta, pero efectiva, a los pérmicos situados por debajo: proporcionan una gran cantidad de cantos, que empastados en arenisca rojiza, tapizan la vertiente, lo cual constituye la modalidad más frecuente de contacto (fig. 132).

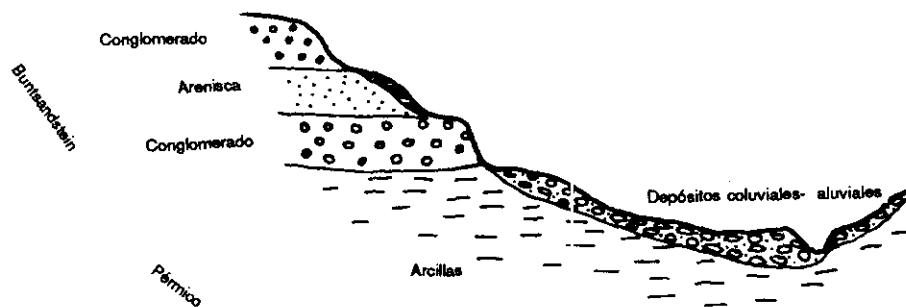


Fig. 132

El enlace de las andesitas con los niveles lutíticos del Pérmico crea una morfología definida como "colinas redondeadas", (Soers, 1972), que podríamos precisar como **cerros enhiestos** con superficies escabrosas a los que quizá convenga más la denominación de peñones o picozos. (fig. 133). La pendiente puede alcanzar 30 - 40% (fot. 30).

El límite con las lutitas aparece en la parte baja, por lo que la elevación cabría considerarla de control basal.

Se diferencian dos modelos fundamentales de vertientes: las **regladas**,

donde los fragmentos de la roca cubren una superficie plana, manteniendo un equilibrio entre la fragmentación, muy homogénea, y el desplazamiento a lo largo de la ladera. Sólo quedan residuos sobresalientes y alargados hacia abajo, con una típica conformación en cilindros articulados.

Además de esta vertiente reglada, se reconoce otro modelo **escalonado**, en peldaños de desnivel marcado, que traducen directamente el control del diaclasado. Sólo en ocasiones el material fino rellena parcialmente los rellanos.



Fig. 133

Poyatos andesíticos. Morfologías prominentes características junto a Alpedroches.

3.7.6. Los ámbitos morfolitológicos del contacto Mioceno-Mesozoico.

La disposición discordante de los estratos terciarios sobre una litología variada crea gran cantidad de combinaciones morfolitológicas, que de todas formas pueden analizarse agrupándolas en función de las **morfologías resultantes**: escarpes, hoces, plataformas enrasadas y vertientes características.

Los **escarpes de control somital**, en que las capas terciarias resistentes se sitúan sobre otras deleznales, no son muy frecuentes. Se producen:

- en la superposición del mioceno conglomerático **sobre el Albense**, al Norte de la Paramera de Barahona, que no genera un desnivel importante por la poca profundización de los cursos y por la escasa potencia del Mioceno.

Este esquema se hace algo más complejo cuando se superpone la Caliza de los Páramos (de sólo unos metros de potencia) y se interponen además algunos niveles calcomargosos del Cretácico supra Albense.

- una segunda situación de escarpe de control somital se produce en el extremo Sur de la Paramera de Sigüenza, en la rara situación en la que **se superponen todas las series terciarias** (Maestrichense - Eoceno - Oligomioceno y Mioceno), aunque en ocasiones falte alguna (fig. 134).

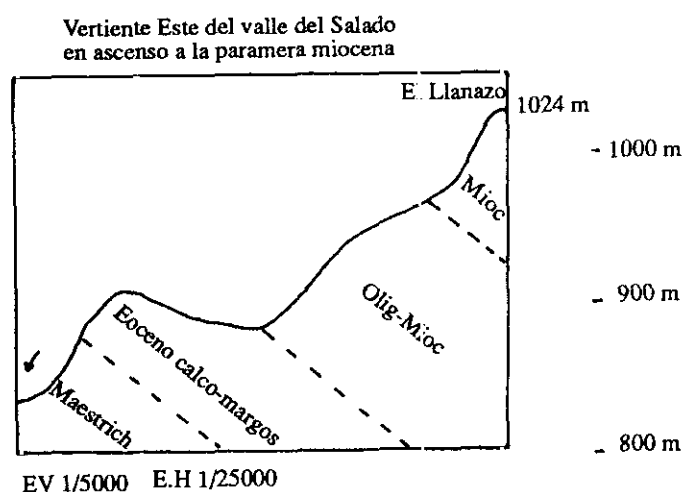


Fig. 134

Más frecuente es la disposición en la que los materiales terciarios se convierten en **meros añadidos al escarpe**, que conforman fundamentalmente las litologías calcáreas resistentes **del Cretácico Superior Calcáreo**. Es el caso del valle del Escalote, donde el Mioceno conglomerático presenta menos pendiente que el basamento de calizas mesozoicas y sus vertientes se encuentran regladas con mayor perfección, sin las irregularidades de resistencia de las series calcáreas.

En la **ladera Norte de la Sierra de Pela**, (fig. 135) el Mioceno conglomerático se integra como parte culminante de una **vertiente compleja**, que cuenta en la base con los materiales blandos del Buntsandstein en facies occidental o los del Pérmico, y encima el Cretácico Superior Calcáreo (y excepcionalmente el Lías) como cuerpo superior del escarpe.

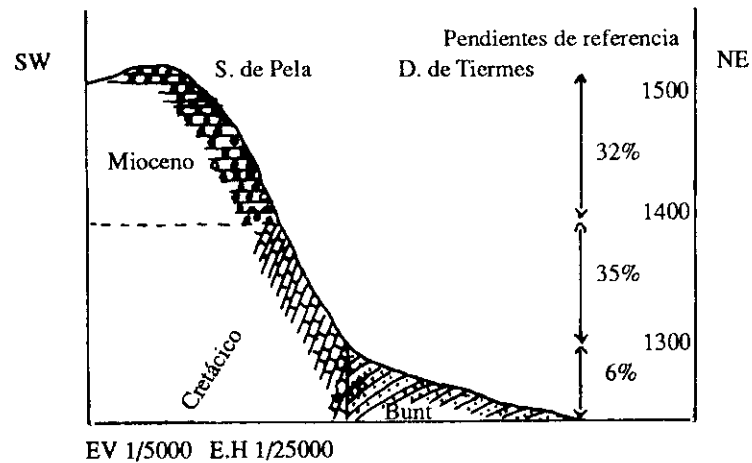


Fig. 135

Vertiente Norte de la Sierra de Pela
SW de Peralejos

- Las **hoces** están desarrolladas especialmente a lo largo del **Henares y del Dulce**. La excavación sobre la base del mioceno ha permitido descubrir con "provechosa ojeada", (Schröder, 1930), las estructuras verticalizadas del Cretácico,

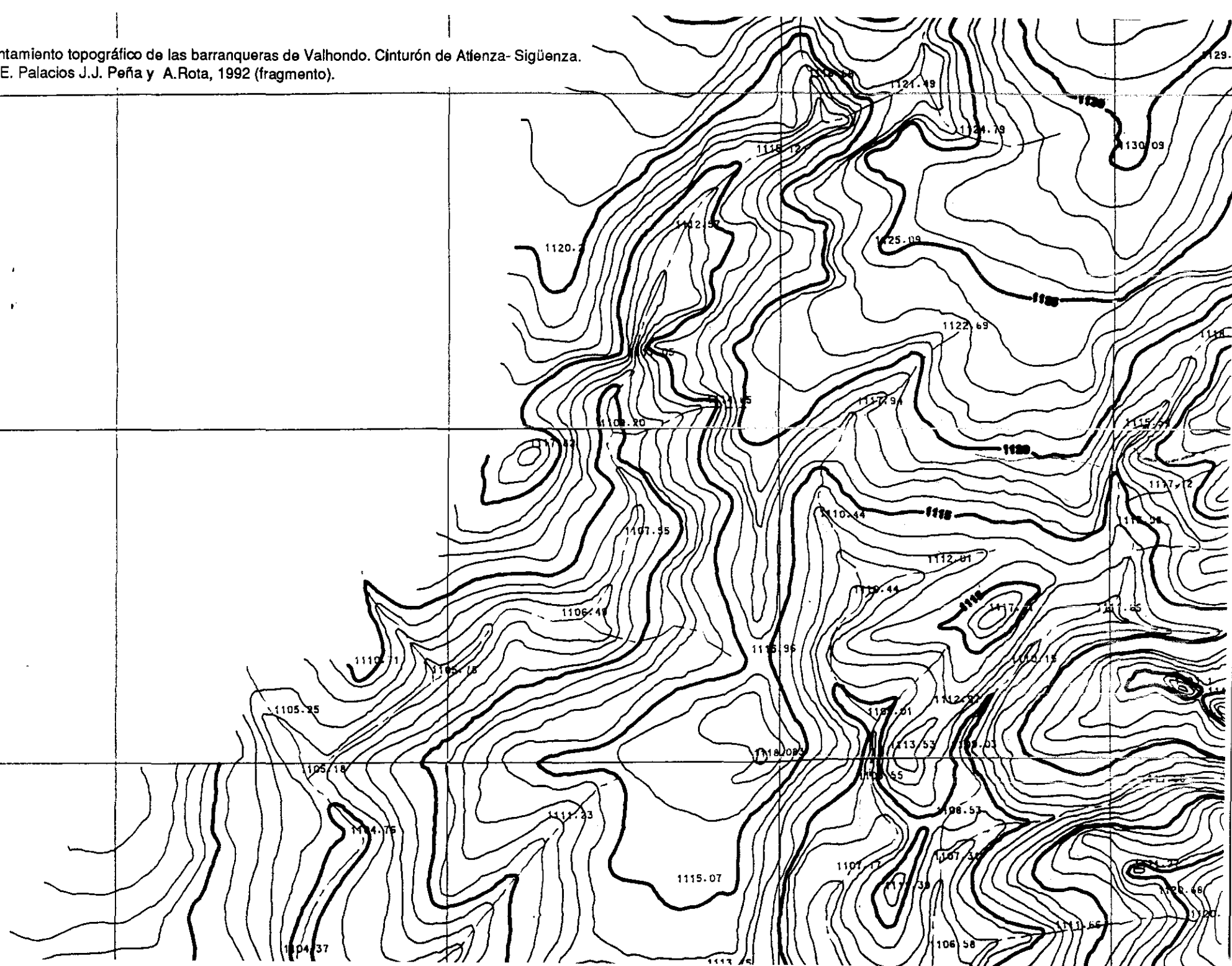
diverso y cambiante, que se disponen perpendicularmente a la dirección de la garganta, generando una rápida sucesión de barras transversales entre valles más abiertos, según la dureza de la litología.

En la **hoz del Jalón**, el Mioceno poco potente se limita a una posición marginal de culminación sobre los estratos del Trías y del Lías, proporcionando a unas vertientes complejas el típico redondeamiento somital.

Los contactos enrasados son también característicos del Terciario, como es lógico en disposición discordante y para durezas similares. El enrasamiento se produce ante todo **con el Lías dolomítico** (Paramera de Barahona), sin que se advierta sobre el terreno el tránsito de uno a otro, más que por una variación de color y de productos de meteorización (aparte del frecuente cambio de uso agrario a ganadero). Los cursos que discurren sobre esta zona llana, al pasar del Lías al Mioceno, se hacen algo más anchos, menos serpenteantes y con tramos más rectilíneos.

En ocasiones, en la misma Paramera de Barahona, **se interpone entre el Lías y el Mioceno, el Albense deleznable**, que queda encerrado, atrapado, por litologías más resistentes que controlan su profundización.

Fig. 137. Levantamiento topográfico de las barranqueras de Valhondo. Cinturón de Atienza- Sigüenza.
Realizado por E. Palacios J.J. Peña y A.Rota, 1992 (fragmento).



ABRIR CAPÍTULO 4

